

EL CUATERNARIO DE BOLIVIA

y regiones vecinas

Jaime Argollo Bautista y Martín H. Iriondo

EL CUATERNARIO DE BOLIVIA y regiones vecinas



MUSEO AMEGHINO

JAIME ARGOLLO BAUTISTA
MARTÍN H. IRIONDO



EL CUATERNARIO DE BOLIVIA y regiones vecinas



ISBN N° 978-987-24637-0-0

INDICE

PRÓLOGO	5
I – EL CUATERNARIO.....	13
CONCEPTOS GENERALES	13
EL LUGAR DEL CUATERNARIO EN EL TIEMPO GEOLÓGICO	16
DEFINICIÓN DEL CUATERNARIO.....	17
FUNDAMENTOS DE LA DEFINICION DEL CUATERNARIO.....	18
CONCLUSIÓN	20
LOS MÉTODOS DE ESTUDIO Y LOS RESULTADOS OBTENIDOS.....	21
HISTORIA DE LAS INVESTIGACIONES EN BOLIVIA.....	22
II – SUDAMÉRICA.....	25
LA CORDILLERA DE LOS ANDES.....	26
LAS GLACIACIONES.....	31
LAS TIERRAS BAJAS INTERIORES	35
Mega-abanicos	36
Depósitos eólicos.....	38
Humedales.....	40
Los grandes ríos.....	42
La costa y la plataforma continental.....	44
Los terrenos antiguos.....	47
Los climas cuaternarios.....	48
III - BOLIVIA EN SUDAMERICA.....	53
IV - LOS ANDES BOLIVIANOS.....	61
ZONAS MORFOESTRUCTURALES.....	61
UNIDADES TECTONOESTRATIGRAFICAS.....	64
MORFOGÉNESIS Y SOLEVANTAMIENTO DE LA CORDILLERA ORIENTAL DURANTE EL CENOZOICO.....	67

El Cuaternario de Bolivia y Regiones Vecinas

Superficies de ablación	68
El sollevamiento del conjunto de los Andes centrales	73
VOLCANISMO PLIO - CUATERNARIO	75
CUADRO ESTRUCTURAL Y TECTONICA DEL PLIO-CUATERNARIO	76
TECTONICA PLIO - CUATERNARIA	81
Deformaciones compresivas durante el Plioceno Terminal	85
Las deformaciones compresivas durante el Pleistoceno Antiguo	88
Las deformaciones en extensión del Cuaternario	90
El Plio-Cuaternario del valle de La Paz	94
La Formación La Paz (Plioceno)	94
Relación entre los relieves y los depósitos	99
Las glaciaciones antiguas	101
CORDILLERA REAL	111
Plioceno	111
Cuaternario Inferior: Las Glaciaciones Antiguas	112
Cuaternario Medio	114
Síntesis estratigráfica y extensión lateral de las formaciones	117
Interglacial Kaluyo-Sorata	117
Glaciación Sorata	119
Interglacial Sorata/Choqueyapu	121
Cuaternario Reciente. El paisaje al final del Cuaternario Medio	122
Evolución de los valles conectados a la Cordillera	123
Regresión glacial después del último Pleniglacial	126
Evolución de los valles sin conexión con la Cordillera	128
Conclusiones del estudio estratigráfico	135
CORDILLERA DE APOLOBAMBA	138
Unidades estratigráficas y geomorfológicas del Cuaternario	140
Episodios glaciares del valle Cololo	143
Cronología	148
Episodios glaciares del valle de la laguna Cañuma	149
CORDILLERA DE TRES CRUCES	152
Depósitos plio-pleistocénicos	154
Los sistemas glaciares	155
Características y correlaciones	161
EL PLIO-CUATERNARIO DE LAS CUENCAS INTRAMONTAÑOSAS	166
La cuenca de Cochabamba	166
La cuenca de Tarija	176

El Cuaternario de Bolivia y Regiones Vecinas

Cuenca de Charaña	177
TERRAZAS FLUVIATILES DEL CUATERNARIO RECIENTE	182
Contexto geomorfológico e hidrológico	182
CORDILLERA ORIENTAL	186
CORDILLERA OCCIDENTAL	191
Fases mayores de la morfogénesis fluvial. Correlaciones estratigráficas	195
Correlación de superficies de ablación y terrazas fluviales	201
V - EL ALTIPLANO	205
DEPOSITOS LACUSTRES ANTIGUOS	205
CRONOLOGIA DE LAS VARIACIONES DE EXTENSION DE LOS LAGOS CUATERNARIOS	206
CRONOLOGIA LACUSTRE Y SUPERFICIES ASOCIADAS	223
FASES MAYORES DE LA MORFOGENESIS FLUVIAL. CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS	224
CORRELACION DE SUPERFICIES DE ABLACION Y TERRAZAS FLUVIALES	229
VI - SIERRAS SUBANDINAS	233
REGION DE SANTA CRUZ-CAMIRI	239
VII - COLINAS DE PANDO	245
GEOMORFOLOGÍA	250
VIII - EL ESCUDO PRECÁMBRICO	253
IX - LOS LLANOS AMAZÓNICOS	259
X - EL PANTANAL	263
ÁREA NORTE	266
AREA SUR	269
XI - EL CHACO SUDAMERICANO	273
INTRODUCCION	273
CLIMA Y BIOGEOGRAFIA	274
EL CHACO OCCIDENTAL	276
EL CHACO ORIENTAL	277
LA FAJA PARAGUAY-PARANÁ	284
LOS MEGA-ABANICOS ALUVIALES	285
El abanico del río Salado	285
El abanico del Bermejo	288
El abanico del Pilcomayo	292
El abanico del Parapetí	298

El Cuaternario de Bolivia y Regiones Vecinas

El abanico del río Grande	301
LOS EPISODIOS EOLICOS	304
Período seco del Pleistoceno	306
Período seco del Holoceno superior	307
EL CHACO AUSTRAL.....	308
Estratigrafía	309
XII - LA AMAZONIA PERUANA.....	321
XIII - EL ALTIPLANO CHILENO	325
XIV - LA PUNA ARGENTINA	329
ESQUEMA GENERAL.....	330
CUATERNARIO DEL BOLSÓN POZUELOS	335
Consideraciones Generales.....	335
Sedimentación y formas asociadas.....	336
Situación actual del medio lagunar	341
Tendencia evolutiva de la región de Pozuelos	343
XV - EL TEMA UQUIA-PISO UQUIENSE	345
XVI - BIBLIOGRAFIA AMPLIADA.....	349

Este libro se terminó de imprimir en Moglia S.R.L.
en Corrientes, Argentina – Octubre de 2008

PRÓLOGO

Este volumen está destinado a facilitar el acceso a los interesados en conocer y estudiar el último período de la historia geológica de la Tierra en Bolivia y regiones adyacentes. Se trata de un área clave en los sistemas dinámicos del continente sudamericano, tanto desde el punto de vista de la geodinámica interna como desde los procesos geológicos superficiales y también los climáticos que ocurren en toda la masa continental.

El libro está basado en dos fuentes principales: “Geología del Plio-Cuaternario de Bolivia” (283 páginas, 133 dataciones absolutas) de J. Argollo, y “Geomorphology of the South American Plains (1:1,000,000 scale)” de M. Iriondo. Ambas obras permanecen inéditas hasta ahora. Tratándose de un trabajo en colaboración, y debido a fuertes razones de formación profesional y experiencia regional, uno de nosotros (J.A.) fue el responsable de la elaboración de los capítulos referentes a las tierras altas, y el otro (M.I.) de los correspondientes a las tierras bajas. Es una contribución del Grupo de Estudio del Cuaternario (GEC-Sudamérica) al Proyecto 0412 de INQUA Stratigraphic Correlation of the Quaternary of South America.

El Cuaternario de Bolivia y Regiones Vecinas está organizado según las

regiones naturales del país. Las diferentes extensiones de los mismos reflejan el desigual conocimiento que existe sobre las mismas; estimamos que es un reto para corregir ese feo defecto. El caso con las “regiones vecinas” es similar: bastante para la Puna y el Chaco, y nada para la Amazonia Occidental...

Sin haber reconocido y aceptado estas limitaciones poco elegantes, la preparación de este libro hubiera necesitado una dedicación exclusiva de por lo menos cinco años, algo imposible de alcanzar en el mundo real.

El Cuaternario es el Sistema Geológico que abarca los últimos 2.600.000 de la historia de la Tierra. La Geología del Cuaternario, pese a su relativa brevedad es, sin embargo, uno de los períodos más apasionantes que se haya estudiado, donde en un mundo cambiante hace su aparición el hombre que se esfuerza por conocer cada día mejor su entorno.

Los conceptos relacionados al Cuaternario han sufrido profundos cambios en los últimos 50 años por el aumento de las técnicas cada vez más perfeccionadas y por el interés de un gran número de investigadores de comprender los procesos de la historia compleja del Cuaternario, caracterizado por la expansión del fenómeno hombre y por las importantes fluctuaciones climáticas, que han condicionado la acción de los agentes de erosión y la evolución biológica. El Cuaternario sólo puede ser definido por la integración de efectos contemporáneos resultantes de estos dos factores.

Existen varias maneras de abordar el estudio de los fenómenos del Cuaternario, según nos dirijamos a la acción de los numerosos agentes de erosión, a la evolución de los seres vivos y de la vegetación o a los complejos industriales abandonados por el hombre prehistórico. Estos métodos, según su objetivo, nos aportan enseñanzas valiosas, que desembocan en la elaboración de estratigrafías,

escenarios ambientales y climáticos del Cuaternario. Es evidente entonces que la historia del Cuaternario no podrá ser reconstruida por un solo método, sino por la confrontación de los resultados del conjunto de los métodos de investigación.

La presente obra pretende presentar los diversos dominios de investigación realizados en la reconstrucción de la evolución geológica, biológica, climática y la historia del hombre durante el Cuaternario en Bolivia y regiones vecinas. Este libro no pretende ser una revisión y comentario exhaustivo de todas las publicaciones aparecidas hasta la fecha de publicación. El motivo principal de dicha decisión es que los resultados aparecidos en los últimos años confirman en general los conocimientos obtenidos en las décadas anteriores y agregan solamente novedades de segundo orden. Las únicas excepciones son probablemente los cortos capítulos sobre las Colinas de Pando y el Pantanal, de autoría propia y reciente.

En fin, para acercarnos un poco más a lo bueno, el último capítulo es una Bibliografía Ampliada, en el que se han agregado numerosos títulos de interés, no sujetos al corset de “referencias citadas en el texto”.

Se disculpan

Los autores.

I – EL CUATERNARIO

CONCEPTOS GENERALES

El Cuaternario es el Período Geológico que abarca los últimos 2.600.000 años de la historia de la Tierra. De acuerdo a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) es también un Sistema Geológico (Gibbard, 2007). Está formado por dos Épocas, el Holoceno y el Pleistoceno; la primera de ellas abarca los últimos diez mil años. El Pleistoceno está dividido en tres Pisos: el primero de éstos es el Gelasiano (2,59-1,81 M.A.); el segundo es el Calabriano (1,81-0,78 Ma). Se trata de un esquema sujeto a discusión: hay diferencias de opinión bastante fuertes entre la Unión Internacional de Estudio del Cuaternario (INQUA) y la C Comisión de Estratigrafía de la IUGS.

Desde hace más de 50 años, los conceptos concernientes al Cuaternario han sufrido cambios profundos. Las investigaciones se han desarrollado considerablemente con el aumento de las técnicas más performantes y más perfeccionadas, así como por el interés de un gran número de investigadores.. Los cortes geológicos son analizados en la actualidad de manera sistemática y precisa, con los medios técnicos más avanzados e interpretaciones de la sedimentología, teniendo en cuenta los factores climáticos que han controlado la sedimentación y :

provocado las alteraciones pedológicas. Las técnicas de recuperación de la mayor parte de los tipos de depósitos de las microfaunas (ostrácodos, por ejemplo y floras 'e (pólenes y diatomeas) y la introducción de la estadística en el estudio de las faunas y floras fósiles en la tipología prehistórica y el uso de los logicales, han eliminado los aspectos subjetivos de las interpretaciones (definición de las paleotemperaturas, por ejemplo). El mejoramiento y la precisión de las técnicas de cronología absoluta y las investigaciones concernientes al paleomagnetismo han modificado completamente los datos hasta ahora adquiridos.

Todos estos procesos han renovado los problemas que plantea la historia compleja del Cuaternario. La presente obra es un ensayo de presentación de las investigaciones en los diversos dominios ligados a la reconstrucción de la evolución geológica, biológica, climática y la historia del hombre prehistórico de Bolivia.

Los resultados obtenidos en los últimos años son bastante prodigiosos. La duración del Cuaternario admitido hace 40 años era de 600000 a 800 000 años. Luego fue evaluada en 3 millones de años y en la actualidad está fijada en 2,6 millones de años.

La cronología del Cuaternario es definida por métodos absolutos tales como Potasio/Argón, Carbono 14, Uranio/Torio, trazas de fisión, termoluminiscencia, y por los métodos relativos fundados sobre la evolución rápida de ciertos mamíferos.

El reconocimiento de las fluctuaciones climáticas Pleistocenas progresa rápidamente por la interpretación de la dinámica y de las alteraciones sedimentarias, de las variaciones de las poblaciones de floras y faunas, de los depósitos termoclásticos, etc.

La evolución de los complejos industriales prehistóricos en la actualidad es bastante conocida en el tiempo y el espacio.

En el dominio de la evolución humana, los *Australopithecus*, ancestros primitivos del hombre, aparecen hace 5 millones de años y la línea humana se individualiza hace al menos 40 millones de años.

EL LUGAR DEL CUATERNARIO EN EL TIEMPO GEOLÓGICO

El desarrollo del Cuaternario, cuya duración luego de los últimos datos está estimada en 2,6 millones de años, no representa sino una parte ínfima y última de la larga historia geológica y biológica de la tierra, cuya edad probable es de 4,5 mil millones de años. En esta historia, que nos es desconocida en gran parte, se intercalan los eventos remarcables fechados por la cronología absoluta: las rocas más antiguas conocidas tienen una edad de 3,5 mil millones (península de Kola y Angola), las más antiguas trazas de vida orgánica 2,7 mil millones (Rodesia), las más antiguas plantas fósiles 1,6 mil millones (Ontario), la más antigua glaciación reconocida en 700 millones de años, poco antes del inicio de la era Primaria que comienza hace 600 millones de años. Una segunda fase glaciaria precede el final del Primario alrededor de 250 millones de años. La secundaria dura de 200 a 70 millones de años, inicio del Terciario. La última fase glaciaria cubre los 10 últimos millones de años y el Cuaternario sólo representa 2,6 millones de años.

Pese a su relativa brevedad, el Cuaternario es, sin embargo, uno de los períodos más apasionantes que se hayan estudiado, en que el hombre hace su aparición en un mundo cambiante donde él se esfuerza en conocer cada día mejor el medio que lo rodea.

DEFINICIÓN DEL CUATERNARIO

En 1829, el geólogo J. Desnoyers introduce el nombre de "El Cuaternario" en la estratigrafía, para diferenciar depósitos más recientes que el Terciario.

El Cuaternario cubre, en su definición original, los depósitos situados en el tiempo desde el Mioceno hasta la época actual. Rápidamente el término Cuaternario fue adoptado por los geólogos para referirse a los terrenos post-Pliocénicos.

El Pleistoceno - En 1839, C. Lyell designa bajo el nombre de Pleistoceno la época reciente caracterizada por una fauna de moluscos marinos donde las especies, en su mayor parte, son casi idénticas a las formas actuales. El nombre de Pleistoceno es utilizado en la actualidad como sinónimo de Cuaternario, para designar los terrenos más recientes de la corteza terrestre.

FUNDAMENTOS DE LA DEFINICION DEL CUATERNARIO

No es fácil encontrar características específicas para la definición del Cuaternario.

La humanización - A. Gaudry (1888), durante el primer Congreso Internacional de Geología en Londres, hace énfasis en que el hombre era una de las principales características del Cuaternario. No obstante, los progresos en Paleontología humana nos han mostrado que no es posible indicar con precisión en qué momento de la historia geológica hace su aparición el hombre. La presencia de utensilios o instrumentos es frecuentemente considerada como un testimonio de la humanización. Las investigaciones realizadas sobre los primates superiores parecen mostrar que algunos de ellos son capaces de utilizar espontáneamente un utensilio. Las asociaciones encontradas en varios yacimientos de Australopetecos con la industria de piedras, se trata de verdaderos homínidos? Los descubrimientos recientes muestran que los Australopetecos aparecen desde el Plioceno Superior (Homo etíope), o aún antes (5 millones de años en Kenya).

Por estas consideraciones resulta que si queremos definir el Cuaternario, como “el período del hombre”, no será posible fijar un límite inferior exacto y a medida que los descubrimientos prosiguen, el Cuaternario corre el riesgo de cabalgar bastante sobre el Plioceno.

El fenómeno climático - Junto con la aparición del hombre, el Cuaternario está caracterizado por importantes fases de glaciación. La definición actualmente utilizada por la mayor parte de los especialistas está, en efecto, fundada en el fenómeno climático. En los congresos internacionales de geología de Londres y Argelia (1948 y 1952) se ha admitido que el límite inferior del Cuaternario corresponde con el primer indicio de deterioro del clima registrado por las faunas marinas del Neógeno italiano, precisando además que el Cuaternario debe incluir como término basal el Calabriano (depósito marino) y su equivalente continental, el Villafranciano.

La introducción del fenómeno climático en la definición del límite inferior del Cuaternario fue puesta en tela de juicio por las investigaciones efectuadas, tanto en Alaska como en Antártica, sobre las fluctuaciones climáticas pre-cuaternarias, demostrándose que el fenómeno glaciario no está estrictamente limitado al Cuaternario, sino que ha comenzado mucho antes, probablemente a fines del Mioceno. Sin embargo, es necesario indicar que las glaciaciones Miocenas y Pliocenas tienen una extensión relativamente limitada. En el curso del Pleistoceno, las glaciaciones han alcanzado un gran desarrollo, cubriendo una gran parte de Europa, de América del Norte, las altas montañas de América del Sur y la Patagonia.

En la actualidad, todavía se discute el límite inferior del Pleistoceno. El límite fijado por la Comisión Internacional de Estratigrafía, en 2,6 Ma se basa fundamentalmente en las variaciones paleomagnéticas de nuestro planeta.

Conclusión

Definir los límites de las diferentes etapas del Cuaternario es muy complejo. El Cuaternario se caracteriza por la expansión del hombre, por sus importantes fluctuaciones climáticas (glaciares, interglaciares) que han condicionado la acción de los agentes de erosión y la evolución biológica. La humanización, así como el fenómeno glacial, no se han desarrollado brutalmente. Los fenómenos humanos y climáticos se han manifestado progresivamente desde fines del Mioceno. Sólo durante el Cuaternario, por su intensidad excepcional, llegaron a ser factores dominantes y determinantes en la evolución biológica y climática.

El Cuaternario no puede ser definido objetivamente sin la integración de efectos contemporáneos resultantes de estos dos factores. Razón por la cual en esta obra hablaremos fundamentalmente del Plio-Cuaternario, pese a existir una marcada diferencia entre los depósitos Pliocénicos y Pleistocénicos, señalada por una fase de erosión que pone en contacto formaciones fluviolacustres más o menos plegadas (Plioceno), con depósitos fluvio-lacustres, fluvio-glaciares y abanicos aluviales del Pleistoceno.

LOS MÉTODOS DE ESTUDIO Y LOS RESULTADOS OBTENIDOS

El análisis de los problemas planteados para la definición del Cuaternario nos muestra que obtiene su originalidad de las importantes fluctuaciones climáticas que han marcado su evolución y la aparición del fenómeno humano. Las variaciones climáticas han jugado un rol capital en la evolución de los seres vivos, en la vegetación y en la acción de los agentes de erosión y acumulación. El estudio del Cuaternario tiene por meta reconstruir la historia de este período complejo y, en primer lugar, intentar precisar las principales características de estas variaciones.

Existen varias maneras de abordar el estudio de los fenómenos del

Cuaternario, según nos dirijamos a la acción de los numerosos agentes de erosión, a la evolución de los seres vivos, a la vegetación y a los complejos industriales abandonados por el hombre prehistórico. Estos métodos, según su objetivo, nos aportan enseñanzas valiosas, que desembocan en la elaboración de estratigrafías particulares donde la significación debe ser dilucidada antes de establecer las correlaciones. Frente a la pluralidad de métodos y a los resultados interesantes que ellos nos aportan, es necesario separar el valor de cada uno de ellos. Es evidente que la historia Cuaternaria no podrá ser reconstruida por un solo método de estudio, sino por la confrontación de los resultados del conjunto de los métodos de investigación: la geología, biología, geografía, climatología, química, pedología, arqueología, etc. La colaboración de numerosas disciplinas y su relación estrecha con la actualidad hacen fascinante, altamente interesante y cada día más importante el estudio del Cuaternario.

HISTORIA DE LAS INVESTIGACIONES EN BOLIVIA

Desde el último siglo, numerosos trabajos científicos han sido efectuados en los Andes de Bolivia. Los geólogos se han interesado en el dominio andino, principalmente en las investigaciones mineras, las investigaciones petroleras y las grandes expediciones. Una nueva vía de investigación ha sido emprendida sobre las modalidades de funcionamiento de las zonas de subducción.

- una formación glacial poco extensa (Glaciación Patapatani) y recubierta por una cinerita (c. Chijini), luego dos nuevas glaciaciones (Calvario, Milluni) intercaladas por una serie fluviatil que caracteriza un interglaciación (Purapurani);
- los depósitos de la glaciación Milluni, entallados por la erosión del valle de La Paz durante el interglaciación post-Milluni;
- todo este conjunto está recubierto por depósitos de la última glaciación Choqueyapu;
- estos depósitos que tienen más de 500 m de espesor, descansan sobre un

conjunto de 600 m de potencia compuesto de arcillas, arenas y gravas Pliocenas de la Formación La Paz (Dobrovolny, 1962).

A partir de 1974, se ha emprendido una serie de estudios pluridisciplinarios sistemáticos en diferentes campos de la geología del Cuaternario (Estratigrafía, Geomorfología, Micropaleontología, Neotectónica, recursos minerales evaporíticos, yacimientos aluviales, paleoclimatología, paleomagnetismo, geocronología, etc.) de los diferentes sistemas y ambientes geológicos, en el marco del convenio de cooperación científica entre la UMSA de La Paz y la ORSTOM de Francia, entre los cuales podemos citar los trabajos de J. Argollo, M. Blanco, Ph. Gouze, A. Lavenue, Ph. Mourguiart, M. Servant, S. Servant-Vildary, C. Vargas, D. Wirrmann y J.P. Ybert; particularmente, en la Cordillera Oriental y el Altiplano.

Además están los estudios de la cuenca de Tarija realizados por el equipo de J. Takai y B. Mac Fadden; estudios sobre la Cordillera de Tres Cruces por R. Muller; sobre la Cordillera de Apolobamba, el trabajo de Lauer & Rafiqpoor; estudios palinológicos sobre testigos de las cuencas de Cochabamba y de La Paz por K. Graf y, finalmente, estudios sobre la actividad glacial por C. Clapperton y G. Seltzer.

Las Tierras Bajas de Bolivia han merecido una atención mucho menor que el Altiplano y la Cordillera, a pesar de que forman la porción más extensa del país. Pocas investigaciones se pueden mencionar desde los viajes del naturalista francés D'Orbigny a principios del siglo XIX hasta tiempos recientes. En las últimas décadas han trabajado en esas regiones Campbell, Dumont y Rasanen en el área fronteriza con Perú, Iriondo en el Chaco y Pando, y Pitfield en el Escudo precámbrico (si bien este último tomó al Cuaternario como un tema accesorio).

II – SUDAMÉRICA

Sudamérica es una placa gondwánica rodeada por grandes áreas oceánicas, localizada en una región claramente influenciada climáticamente por el Anticiclón Antártico. Durante el Cuaternario la dinámica sedimentaria de las tierras bajas está dominada por la cordillera de los Andes, un gran orógeno simple formado por subducción de placas oceánicas debajo de su margen continental del oeste. Los procesos más importantes en el Cuaternario de los Andes son las glaciaciones y el vulcanismo: el escenario actual está dominado por meteorización física y movimientos de masa. Las tierras bajas están ubicadas al este de la cordillera, formando una sucesión de mega-abanicos (cada uno de éstos mide miles de kilómetros cuadrados), secuencias de loess-paleosuelos y campos de arenas eólicas. En las regiones húmedas se forman grandes humedales. Los ríos mayores transportan enormes volúmenes de materiales finos de origen andino hasta la plataforma atlántica y hacia las planicies abisales del Atlántico. Además, aproximadamente la mitad de la superficie de Sudamérica está compuesta por paisajes pre-cuaternarios labrados en rocas paleozoicas y mesozoicas (Fig. 1).

LA CORDILLERA DE LOS ANDES

En la definición más sencilla, la cordillera de los Andes puede ser descrita como un orógeno simple formado por subducción de placas oceánicas debajo de un margen continental. En la mayor parte de su extensión, los Andes están formados por un arco magmático acompañado por una fosa oceánica hacia el oeste y cuencas de antepaís hacia el este. Se trata de una faja montañosa no colisional formada a lo largo de un sistema de subducción de larga vida y todavía activo (Jordan et al., 1983).

La cordillera es morfológicamente continua a lo largo de más de siete mil kilómetros (desde los 10 grados norte hasta los 55 grados de latitud sur) y está compuesta por una serie de grandes segmentos tectónicos. Dichos segmentos tectónicos están ubicados encima de segmentos equivalentes de placas oceánicas subyacentes (particularmente la placa de Nazca), que están definidas por variaciones de primer orden en la zona de Benioff (Jordan et al., 1983). Es notable la coincidencia entre las variaciones laterales de la geometría de la placa de Nazca y la geología y geomorfología andinas. En base a la distribución espacial de focos sísmicos se ha podido deducir que la placa de Nazca al sur del Ecuador está formada por cuatro segmentos mayores. Los contactos entre los mismos son abruptos, lo que sugiere marcadas contorsiones en la placa. Dichos segmentos varían entre 500 y 700 kilómetros en extensión.

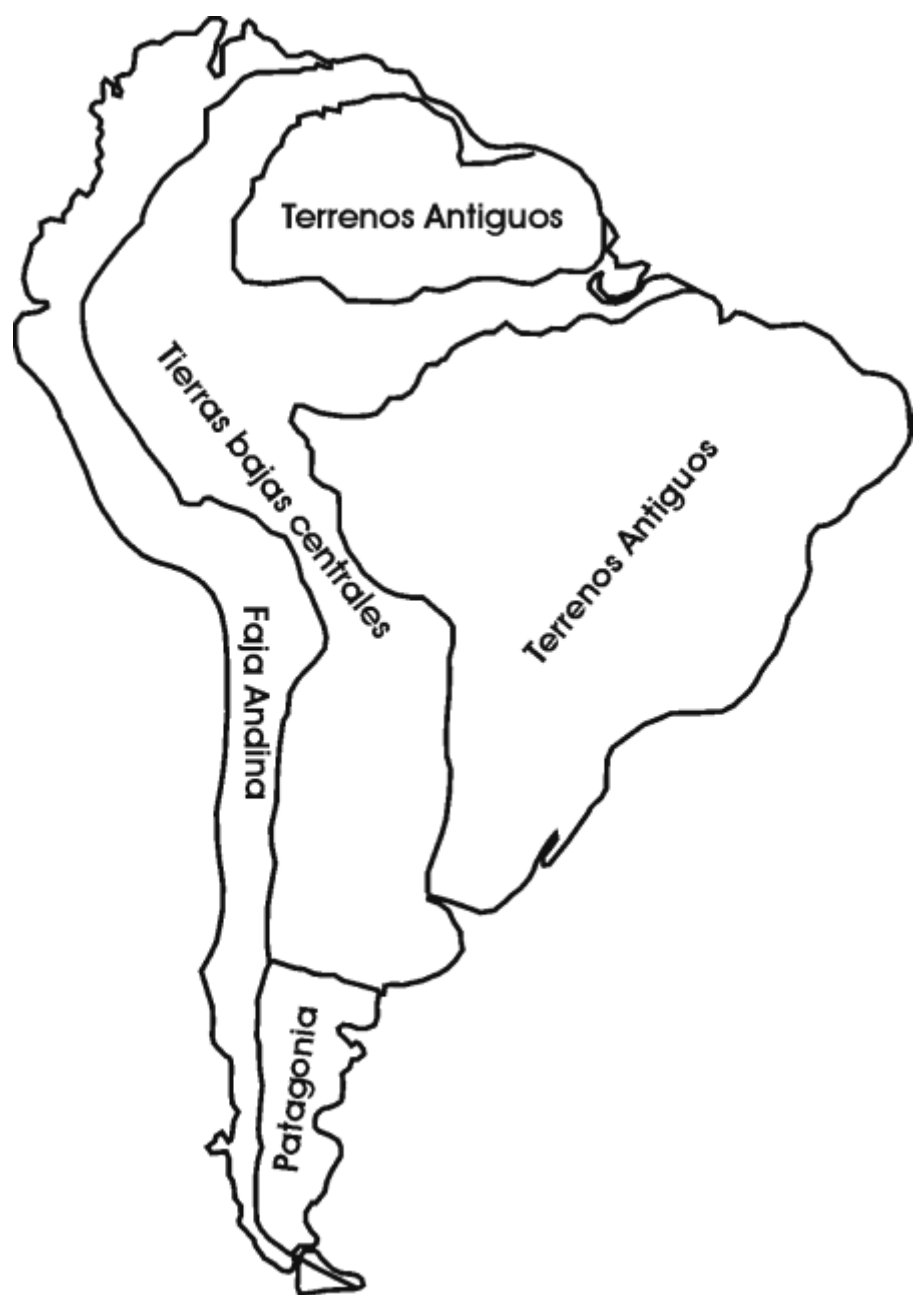


Fig. 1 – Sistemas geotectónicos de Sudamérica.

Concordantemente, el talud continental y el talud oceánico de la fosa chileno-peruana están abruptamente segmentados. Entre las latitudes de 22°S Y 27°S la fosa tiene 7000 a 8000 metros de profundidad e incluye solo manchones aislados de sedimentos; el talud oceánico está fracturado en bloques. Entre 27° y 33° la fosa es más angosta, con una profundidad típica de 6400 metros y 350 metros de relleno sedimentario que suaviza la morfología del fondo. Al sur de los 33°S la depresión es relativamente ancha, con 5000 metros de profundidad y mil metros de relleno sedimentario. Los cambios en la profundidad del eje de la fosa están correlacionados con las variaciones en la curvatura y grado de fracturación en el talud oceánico (Jordan et al., 1983).

La sismicidad de los Andes es mayor en los segmentos donde la zona de Benioff es casi horizontal, en Perú y Argentina. Los eventos mayores, con magnitudes de 7 a 7,5, ocurren en áreas relativamente pequeñas. Por el contrario, la placa sudamericana sufre sismos menores y menos frecuentes sobre los segmentos más inclinados de la placa de Nazca, y éstos están restringidos a la costa.

El vulcanismo cuaternario de los Andes está también vinculado a la subducción de placas oceánicas del Pacífico por debajo de la placa continental. El escenario actual comenzó alrededor de 20 Ma. AP, durante el Mioceno (unos 20 millones de años antes del presente). Sin embargo, el vulcanismo no ha sido continuo ni en espacio ni en tiempo a lo largo de toda la cordillera. Existen importantes zonas no volcánicas intercaladas entre las zonas activas. El origen de esto es nuevamente la inclinación de la zona de Benioff: los datos de sísmica indican que debajo de las regiones volcánicamente activas la faja de Benioff tiene mayor buzamiento que debajo de regiones no volcánicas (Clapperton, 1993) Es decir, existe una relación inversa con

la sismicidad. Un "vacío volcánico" de 1600 kilómetros de longitud abarca casi todo el Perú; otro sector similar de 650 Km de largo está ubicado entre las latitudes de 28°S y 33°S en Argentina y Chile (Fig. 2). Las estructuras volcánicas más frecuentes son estratovolcanes compuestos por rocas calcoalcalinas. Dichas rocas tienen un amplio espectro químico, con dominancia de andesitas (Torpe et al., 1981).

Hay diferencias entre las distintas zonas volcánicas de Sudamérica. Basaltos tholeiíticos y alcalinos de retroarco dominan el paisaje patagónico. Un caso diferente es la zona volcánica central andina, situada entre los 17°S y los 25°S, la cual está caracterizada por extensos depósitos ignimbríticos que cubren más de 1000 kilómetros cuadrados en algunos casos; estos fenómenos están vinculados a grandes sistemas de calderas de cientos de kilómetros cuadrados de superficie. (de Silva y Francis, 1991). Sin embargo, la actividad volcánica más importante y de mayor alcance en el Cuaternario de los volcanes andinos son las erupciones piroclásticas. Estas son frecuentes en todas las zonas volcánicas. Las erupciones actuales pueden durar varios días y descargan ceniza y otros materiales a grandes alturas, las que posteriormente forman capas de materiales piroclásticos en las tierras bajas. Materiales sueltos de este tipo son fácilmente re TRABAJADOS por el viento y el agua a través de vastas áreas del continente.



Fig. 2 – Zonas volcánicas de Sudamérica (según Clapperton, 1993)

LAS GLACIACIONES

Indudablemente, el factor decisivo del actual enfriamiento a largo plazo de la Tierra fue la glaciación de la Antártida, que comenzó en el Mioceno al situarse dicha masa continental

en latitudes polares. El extremo sur de los Andes, situado a menos de 1000 kilómetros de la Península Antártica, sufrió la influencia de ese nuevo sistema climático desde los primeros tiempos. Según Mercer (1983) los Andes patagónicos fueron sometidos a varios períodos glaciales desde el Mioceno: en el Mioceno superior ocurrió una glaciación de montaña relativamente importante en Tierra del Fuego y sur de Patagonia. Posteriormente, varias glaciaciones ocurrieron en el Plioceno y el Pleistoceno en el sur de Patagonia y más al norte, hasta Bolivia; aquí los depósitos glaciales y glaci-fluviales tienen espesores de más de 300 metros.

Los pulsos glaciales intermitentes parecen haber sido cada vez más fuertes hasta que ocurrió un evento extraordinariamente grande, denominado "La Gran Glaciación Sudamericana" (Ferugio, 1944) o "La Gran Glaciación Patagónica", que formó un casquete de hielo que alcanzó el nivel del mar en el Atlántico hasta la latitud de 51° S entre 1,2 y 1,0 Ma, en el tope del Pleistoceno Inferior. Todas las glaciaciones posteriores fueron de menor extensión.

El Pleistoceno Superior de los Andes está caracterizado por una glaciación bien documentada durante el Estadio Isotópico 2 y por otra, mayor, muy probablemente ocurrida en el EI 4. Las morenas del EI 2 están bien preservadas en todos los países andinos y están generalmente acompañadas de depósitos sedimentarios de deshielo aguas abajo. En la mayor parte de los casos, los sedimentos glaciales y glaci-fluviales derivan de la destrucción de rocas terciarias; en varias regiones (por ejemplo en Patagonia norte) la mayor parte de los sedimentos glaciales son sedimentos fluviales reciclados. Durante el Holoceno Superior y la Pequeña

Edad del Hielo se produjeron reavances menores de glaciares en los Andes del Sur y otras áreas. Durante el EI2 emergió un amplio sector de la plataforma continental atlántica debido al descenso del nivel del mar, particularmente en la Patagonia (Fig. 3).

Los procesos dinámicos más sobresalientes en los Andes durante el Cuaternario fueron las glaciaciones. Actualmente, por el contrario, el escenario está dominado por fenómenos de meteorización física y movimientos de masa, particularmente por encima de los 2500 metros de altura. Una amplia variedad de procesos de destrucción de material rocoso ocurre en la alta montaña; en su mayor parte el factor principal es insolación más que congelamiento/descongelamiento, debido a la gran sequedad del aire. La abundancia de rocas terciarias de grano fino tiende a producir una proporción dominante de limo en estos procesos. Las pendientes pronunciadas favorecen los movimientos de masa de todo tipo: caída de bloques, avalanchas secas, gelifluxión, flujos de barro, etc. En algunos períodos ocurrieron climas más suaves que el actual, desarrollándose suelos a gran altitud en Bolivia y Perú, que alcanzaron hasta los 4500 metros sobre el nivel del mar en algunos casos (Rodbell, 1993); esto significa clima údico durante un par de miles de años a esa altitud.

Un proceso eólico particular ocurre en la Puna argentino-chilena entre las latitudes de 20° y 26°S. En dicha region existen varios salares en altitudes de 3200 a 4500 m sobre el nivel del mar. Grandes remolinos similares a tornados se generan sobre los salares bajo ciertas condiciones meteorológicas, elevando masas de sedimentos finos y sales hasta varios miles de metros de altura y alcanzando la troposfera superior. En esas alturas son captadas por la corriente de chorro tropical (tropical jet stream), que las transporta hacia el este

hacia el interior del continente. Este fenómeno está bien documentado en imágenes de transbordadores de la NASA, que registran plumas de cientos de kilómetros de longitud apuntando hacia el este. La importancia de este proceso aun no ha sido considerada.



Fig. 3 – Plataforma patagónica emergida durante el último Máximo Glacial (EI 2).

LAS TIERRAS BAJAS INTERIORES

Las tierras bajas interiores son la expresión superficial de una cuenca geológica continental ubicada entre el cinturón móvil de los Andes y los terrenos más estables del este de Sudamérica. Desde un punto de vista geotectónico, se trata de la cuenca subandina de antepaís, que se extiende desde los 10°N hasta los 40°S, en el sur de la Pampa. Está dividida geológicamente en varios sectores, que coinciden en general con nombres geográficos (Iriondo, 1999b). Los cambios climáticos cuaternarios estuvieron caracterizados en las tierras bajas por variaciones en humedad más que en cambios de temperatura. Los climas húmedos favorecieron la generación de suelos y fajas fluviales; climas semiáridos provocaron la sedimentación areal de cauces efímeros y grandes derrames aluviales, lo que resultó en la construcción de mega-abanicos. En intervalos definidamente secos dominaron los procesos eólicos, que formaron campos de dunas y mantos de loess.

De acuerdo con la información actualmente disponible, el Anticiclón Antártico domina el patrón climático del Hemisferio Sur, que se intensifica y crece durante las glaciaciones y disminuye en los períodos de calentamiento global (Iriondo, 1999c). Este anticiclón avanzó 10-15 grados hacia el norte en el Último Máximo Glacial. Dicho fenómeno produjo el corrimiento de las sucesivas fajas climáticas hacia el norte en distancias similares. Durante el último calentamiento significativo, ocurrido hacia la mitad del Holoceno (período Hypsithermal) el Anticiclón Antártico se contrajo hacia el sur entre 5 y 10 grados con respecto a su posición actual, o sea entre 550 y 1100 kilómetros. En consecuencia, esa tendencia resulta en una oscilación continental de climas secos y húmedos, debido a la posición relativa de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ en inglés) en cada una de las fases: Durante los intervalos fríos la ITCZ es empujada hacia el norte, y un clima húmedo se produce en Venezuela

mientras que aparece aridez

en Argentina; lo contrario ocurre durante calentamientos globales.

Los principales sistemas sedimentarios en las tierras bajas son los mega-abanicos, los campos de arena y las secuencias loess- paleosuelos.

Mega-abanicos

Un mega-abanico es un sistema sedimentario con forma de abanico que cubre un área de varios miles de kilómetros cuadrados; sus características son bastantes diferentes a las acumulaciones del mismo nombre que se desarrollan en el pie de monte. Están caracterizados por las siguientes propiedades:

#Cubren un área de varios miles de kilómetros cuadrados.

#El clima en el ápice es diferente al clima en las otras partes del sistema (debido a su gran extensión), particularmente en la zona distal.

#La pendiente longitudinal es extremadamente baja en comparación con los valores de los clásicos abanicos pequeños de pie de monte.

#Debido a la gran extensión del sistema, frecuentemente aparecen bloques tectónicos enteros dentro del abanico, cuyos movimientos originan lagos y otros fenómenos hidrográficos.

#El cuerpo sedimentario del mega-abanico no es homogíneo, sino está compuesto por un complejo de unidades sedimentarias y morfológicas depositadas durante largos períodos de tiempo.

#Un mega-abanico incluye cauces efímeros, derrames, campos de dunas, fajas fluviales, etc. formados bajo diferentes condiciones.

Los mega-abanicos sudamericanos forman una serie continua a lo largo del antepaís andino. Se formaron por acumulación de sedimentos aportados por las redes fluviales en los Andes; los colectores de dichas redes cruzan las Sierras Subandinas y cadenas montañosas similares en forma antecedente y desarrollan los mega-abanicos desde el pie de monte hasta largas distancias hacia el este. Comenzaron a formarse en el Plioceno y, con variaciones en su dinámica, permanecen activos hasta el presente.

Depósitos eólicos

Grandes volúmenes de limo y arena originados en los Andes y transportados a las tierras bajas fueron deflacionados en los períodos secos y formaron extensos campos de arena y mantos de loess. El sistema mejor conocido de éstos se desarrolló en la Pampa durante el Último Máximo Glacial y el Holoceno Superior, que muestra un patrón clásico: montañas glaciadas -- área de deflación -- campos de arena -- faja de loess periférico. Otros sistemas eólicos tuvieron diferentes modelos de desarrollo, por ejemplo el "modelo chaqueño", en el cual vientos secos tropicales del norte, originados en la planicie amazónica, deflacionaron hacia el sur a los sedimentos aportados a la llanura por los ríos que bajan desde el oeste. Se formaron así grandes campos de dunas en Bolivia y Paraguay y una faja marginal de loess en el sur de Bolivia y noroeste de Argentina (Iriondo, 1997).

Otro caso interesante es el sistema eólico desarrollado en los Llanos del Orinoco, en Colombia y Venezuela, en el cual los vientos alisios del norte formaron un mar de arena de

1200 kilómetros de longitud, con orientación este-oeste que gira suavemente hacia el sur, siguiendo la curvatura de los Andes.

A sotavento de la arena, una formación loésica cubre los Llanos en Colombia; a lo largo del borde derecho del sistema, en el pie de monte venezolano, se depositaron manchones menores de dicho loess. Las fuentes de sedimentos fueron la plataforma atlántica y el escudo de Guayanas.

La constelación de campos de arena movilizados en Sudamérica durante el Último Máximo Glacial permite la reconstrucción de los paleovientos de ese período. En la mayor parte de los casos las dunas son de tipo parabólico, lo que facilita la reconstrucción del sentido de los vientos. En otros casos, la dirección de avance de los cuerpos de arena sugiere bastante claramente la dirección del viento (Fig. 4).

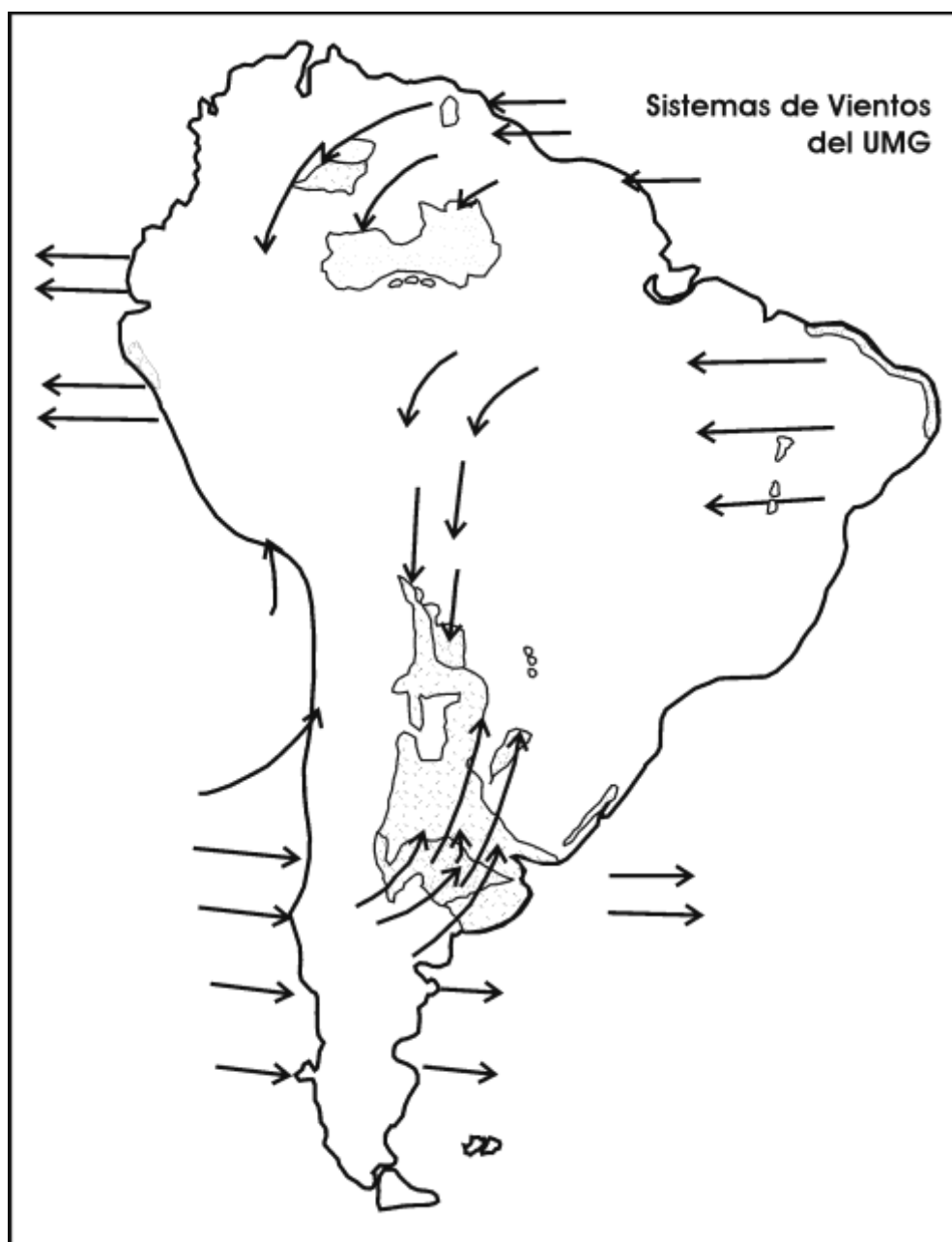


Fig. 4 – Sistema de vientos en Sudamérica durante el último Máximo Glacial (EI 2).

Humedales

Los procesos tectónicos tensionales que ocurren en el antepaís andino y en otras tierras bajas producen el hundimiento de bloques de varios miles de kilómetros cuadrados de superficie. Bajo climas húmedos, esas depresiones son ocupadas por cuerpos de agua someros y una densa vegetación palustre. Se trata de un caso especial de humedales que, debido a su gran extensión, complejidad, flujos internos de sales y sedimentos y otras características, deben ser considerados como macrosistemas Neiff et al., 1994). Dichas áreas están caracterizadas por inundaciones más o menos periódicas y constituyen complejos ecosistemas adaptados a grandes fluctuaciones en el nivel del agua. Los cuerpos de agua frecuentemente tienen condiciones anaeróbicas y acumulan materia orgánica con varios grados de descomposición. Una lista parcial publicada por Neiff et al. contiene 15 humedales con superficies mayores a diez mil kilómetros cuadrados. Otros humedales algo menores se forman

en fajas fluviales abandonadas dentro de mega-abanicos. Ejemplos de ese tipo pueden encontrarse en el sistema del río Pilcomayo, donde una faja antigua está ahora transformada en un pantano de 250 Km de largo y 7 a 12 Km de ancho; en toda esa área la profundidad oscila solamente entre 20 y 80 centímetros. Ese humedal está ubicado en la provincia de Formosa, en Argentina. Otro similar se encuentra en el Chaco paraguayo, una corta distancia hacia el norte. La superficie del agua está cubierta por vegetación palustre (Graminae y Cyperaceae) y plantas flotantes (Eichhornia y Pistia). Existen en el Chaco otros grandes pantanos, con 100 a 200 kilómetros de longitud, 3 a 10 kilómetros de ancho y menos de 1 metro de profundidad (Iriondo, 1989).

En algunos humedales crecen turberas tropicales. La laguna Iberá en NE Argentina ocupa un área de 12.000 Km², cubriendo parcialmente un antiguo mega-

abanico del río Paraná. La superficie de agua libre abarca solamente 10 % del total, el resto está cubierto por vegetación palustre y flotante. El producto más interesante de ese ambiente es una turba tropical. Su evolución comienza con el crecimiento de una carpeta de vegetación flotante. Las plantas muertas en esa carpeta no se hunden, sino que permanecen flotando, parcialmente descompuestas, y sirven de soporte a nuevas plantas flotantes. Esto resulta en un paulatino aumento en el grosor de la carpeta, que se transforma en un "embalsado" de 1 a 2 metros de espesor, compuesto por una masa esponjosa saturada de tejidos vegetales parcialmente descompuestos. Durante años excepcionalmente secos, el nivel del agua desciende y el embalsado puede tocar el fondo del pantano. En la siguiente estación húmeda el agua recupera su nivel normal, dejando al embalsado pegado al fondo. Después, el proceso de formación de embalsado comienza otra vez en superficie. Se han medido espesores de embalsados de hasta 3 metros, con edades de hasta 3000 años. Desde el punto de vista de la ciencia del Cuaternario, el grado de conocimiento de los grandes humedales es realmente pobre. En general, dicho conocimiento está restringido a la descripción de las condiciones actuales. Entre los escasos estudios existentes en humedales cuaternarios, puede mencionarse el de la Formación Tapebicuá, una unidad sedimentaria caracterizada por numerosas concreciones ferruginosas y un paleosuelo del tipo Plintisol en el tope (Iriondo 2004). De todas maneras, es claro que estos pantanos tropicales existieron a lo largo de todo el Cuaternario en el continente y que muy probablemente fueron "puntos calientes" en la evolución de plantas y animales y refugios de ecosistemas particulares.

Los grandes ríos

Los ríos mayores de Sudamérica funcionan como colectores de las grandes redes hidrográficas formadas como resultado de la elevación mio-pliocena de los Andes, con la excepción parcial del Orinoco. La literatura sobre la historia cuaternaria de los ríos sudamericanos es abundante y excede el motivo de este capítulo.

Sin embargo, se pueden hacer dos comentarios aquí.

Se conoce desde hace décadas que la arena transportada por el Amazonas hasta el océano Atlántico es mineralógicamente inmadura (Damuth y Fairbridge, 1970; Potter, 1978), lo que a primera vista constituye una paradoja, porque el Amazonas es el epítome de ambiente tropical húmedo. Los autores citados concluyen que la razón de ello fue una aridez durante la última glaciación. Millman et al. (1975) discrepan con esa opinión y presentan datos que indican que la arena arcósica llega desde los Andes vía río Amazonas. Nuestras propias observaciones realizadas en la alta cuenca del Amazonas confirman este origen: Las orillas de los ríos Napo y Pastaza y las de sus tributarios en Ecuador están formadas por arena volcánica fresca y muy suelta, la que es erodada en grandes volúmenes durante la estación lluviosa. La arena tiene composición mesosilícica y además los valles reciben frecuentemente nuevas lluvias de cenizas y sedimentos similares. El río Pastaza ha generado un megabanico de 400 kilómetros de largo, formado por arena volcánica y ceniza alterada, presumiblemente durante el Pleistoceno Superior (Iriondo, 1994). El borde distal del abanico está marcado por el río Amazonas. Integrando ambas observaciones se concluye que la carga sedimentaria del Amazonas tiene una fuente volcánica moderna, y no debe ser considerada dentro de la teoría "normal" de meteorización ambiental.

Los sedimentos del río Paraná provienen de dos fuentes contrastadas. La carga de fondo está compuesta por arena cuarzosa fina originada en la destrucción de areniscas eólicas en Brasil. El sedimento transportado en suspensión proviene de los Andes, es transportado por los ríos chaqueños, y pueden alcanzar a concentraciones de hasta 40.000 partes por millón de limo y arcilla illítica. Ambos sedimentos se mezclan en la confluencia Paraná-Paraguay, unos 1400 Km aguas arriba de la desembocadura en el océano Atlántico. El contraste entre ambas fuentes de sedimento es claro, debido a que el clima de

ambas regiones oscila con una correlación inversa (Iriondo, 1999d).

La costa y la plataforma continental

La relación entre continente y océano es altamente asimétrica en Sudamérica. La plataforma continental atlántica es ancha y bien desarrollada, por ejemplo en Patagonia, con todas las características de un margen pasivo. Por el contrario, la costa pacífica es escarpada y termina abruptamente en una fosa oceánica. La cordillera de los Andes es por lejos la fuente más importante de sedimentos que llegan al océano.

Los tres ríos mayores, el Amazonas entre ellos, descargan grandes volúmenes de sedimentos de origen andino en la costa atlántica. Actualmente el Paraná descarga 200 millones de toneladas de sedimentos suspendidos por año; el Orinoco 150 Mt/a y el Amazonas entre 1100 y 1300 Mt/a (Meade, 1994). Los tres son sistemas de transporte transcontinental de sedimentos finos, que forman aproximadamente el 90 % de la descarga total. Por el contrario, los sedimentos de fondo del Orinoco y del Paraná son originados en rocas antiguas de escudo.

El nivel del mar actual es representativo de los niveles altos interglaciales. En estas condiciones, cuando la masa sedimentaria alcanza el mar, no se derrama hacia el fondo del océano, sino que es transportado a lo largo de la costa sobre la plataforma interior hacia el noreste (Paraná) y el noroeste (Amazonas y Orinoco), esto es, en una dirección antihoraria (Fig. 5). La mayor parte del transporte ocurre en profundidades entre cero y 40 metros y la concentración de sedimento puede llegar hasta las 100 partes por millón en dicha faja (Nittrouer et al, 1986). Es interesante hacer notar que la mayor parte de los ríos de la pendiente atlántica desarrollaron deltas durante el Holoceno, con la notable excepción del Amazonas, en cuya desembocadura se forman ondas de marea extremadamente fuertes que impiden la sedimentación. Por el contrario, la costa pacífica muestra depósitos costeros escasos, principalmente playas elevadas y llanuras de marea.

Durante períodos glaciales con bajos niveles del mar, la sedimentación marina es cualitativamente diferente; los ríos cruzan la plataforma y descargan sus sedimentos en el fondo oceánico (Nittrouer and De Master, 1986), formando grandes cañones submarinos en el talud continental y conos en la planicie abisal. La plataforma emergida en esos períodos puede ser considerablemente amplia; el área de la Patagonia, por ejemplo, fue aproximadamente el doble que la actual durante el Último Máximo Glacial.

En la actualidad y durante todo el Holoceno, la dinámica costera en la mayor parte del lado del Pacífico está dominada por una acción casi constante de las mareas, interrumpida en algunos años por fuertes tormentas de oleaje durante los eventos El Niño. Por lo tanto, las playas elevadas y "beach ridges" son consideradas en Perú y Ecuador como indicadores de eventos El Niño. Un punto interesante es la discusión entre especialistas acerca de si El Niño ocurrió solamente durante el Holoceno o también apareció en el Pleistoceno; la mayor parte de ellos cree que es un fenómeno exclusivamente holoceno. Sin embargo, la estratigrafía pleistocena sugiere que una dinámica de oleaje (El Niño) tuvo lugar por lo menos tres veces durante el Pleistoceno, formándose los "tablazos".

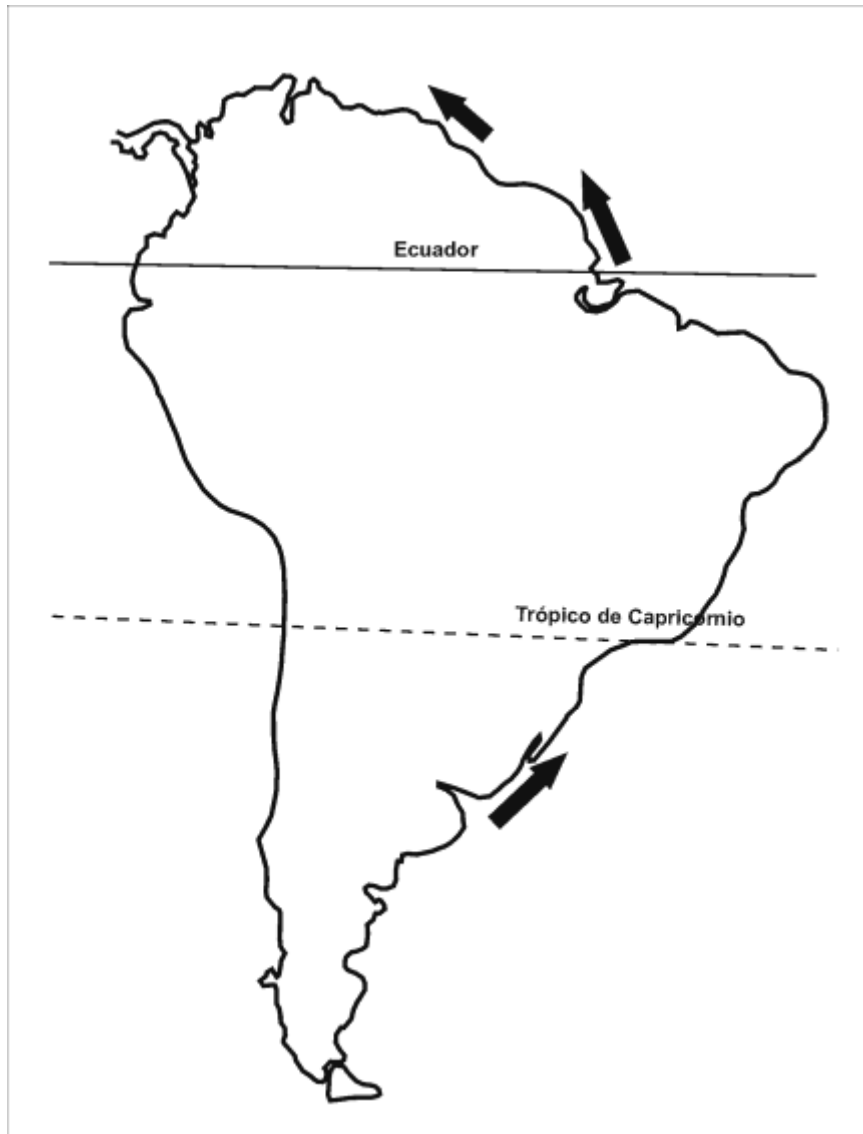


Fig. 5 – Deriva de sedimentos sobre la plataforma atlántica en períodos de alto nivel del mar.

Los terrenos antiguos

Aproximadamente la mitad de Sudamérica está compuesta por

rocas paleozoicas y mesozoicas caracterizadas por paisajes antiguos, la mayoría de ellos terciarios. En general, dichos paisajes fueron generados por retroceso generalizados de escarpas, que resultaron en la formación de sucesivas superficies (King, 1986). Además, en algunas regiones del sur de Brasil y norte de Uruguay, se preservan grandes paleocauces originados en sistemas paleogeográficos se preservan en forma discontinua. Las redes fluviales actuales están parcialmente condicionadas por dichos patrones antiguos. Grandes áreas de los terrenos antiguos están cubiertas por tierras rojas de origen eólico denominadas "loess tropical" sobre todo en bajas latitudes (Lichte, 1991; Iriondo y Krohling, 1997).

.

Los climas cuaternarios

Sudamérica ha sufrido numerosos cambios climáticos durante el Cuaternario. En las tierras altas y en latitudes mayores a los 40°S dichos cambios se expresaron en cambios extremos de temperatura (glaciaciones e interglaciales), mientras que en las tierras bajas se han producido secuencias de aridez/humedad. La glaciación de mayor intensidad y extensión fue la llamada Gran Glaciación Sudamericana, ocurrida en el Estadio Isotópico 30, alrededor de un millón de años antes del presente, al finalizar el Pleistoceno Inferior.

La época mejor conocida es el último ciclo glacial/interglacial. El último interglacial corresponde al Estadio isotópico 5. Estuvo caracterizado por altas temperaturas y humedad mayor que la normal en el sudeste del continente (Sur de Brasil, Noreste de Argentina, Paraguay, Uruguay) con elevación de unos 10 metros del nivel del mar y desarrollo de una terraza en el sur de Brasil, Argentina y Uruguay.

Durante el Estadio Isotópico 4 (EI4, entre 85.000 y 65.000 a. A.P.) una

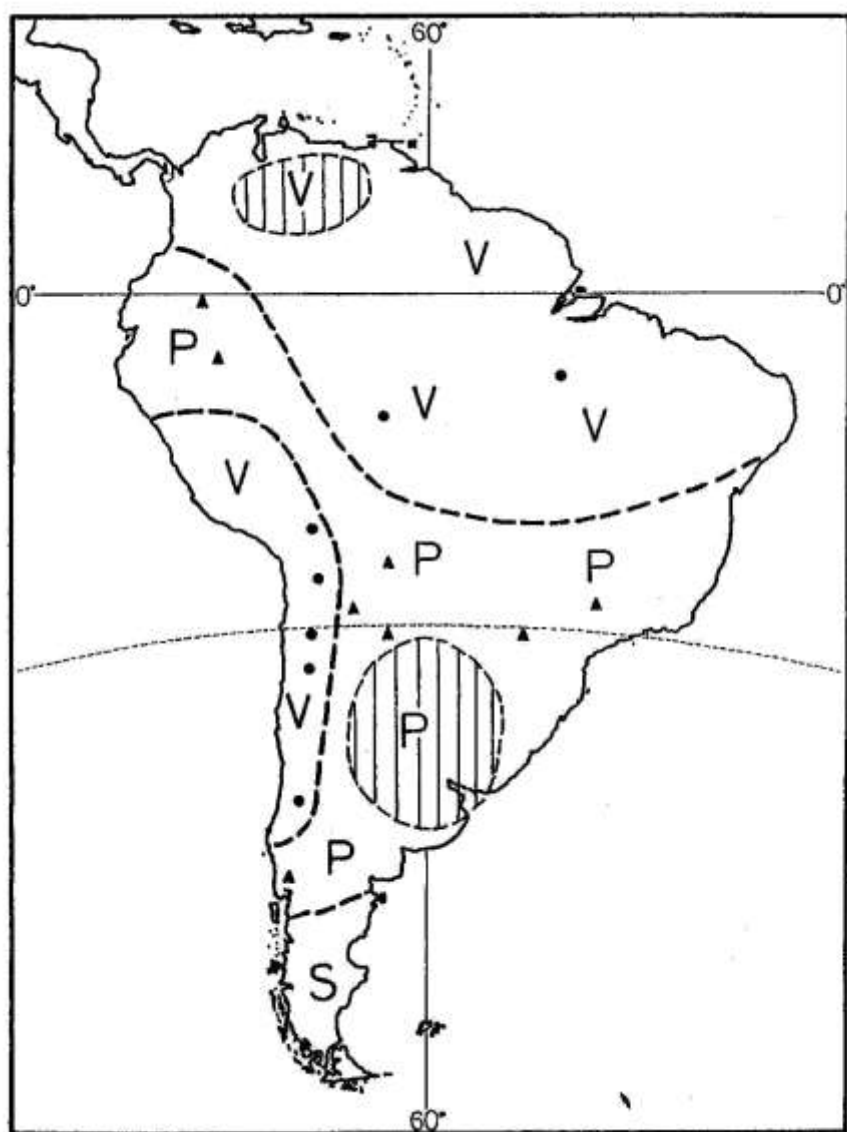
masiva glaciación afectó toda la cordillera de los Andes. Ocurrió un clima húmedo en el norte del continente y un gran desierto se desarrolló en el sur, asociado con limos eólicos que alcanzaron la latitud de 25° en el sudeste de Brasil (Iriondo, 1999).

En el EI3 (65.000/36.000 a. A.P.) los glaciares de montaña fueron de modesta extensión en los Andes. En el sur (Pampa y Chaco) revaleció clima húmedo y cálido, mientras condiciones de sequía dominaban en el norte (Amazonas y Colombia).

En el EI2 (36.000/8500 a. A.P.) ocurrió un avance generalizado de glaciares en los Andes, aunque menor que en el EI4. Clima frío y seco en el sur, con extensión del clima patagónico hacia el noreste. Húmedo en el Amazonas y en el Orinoco.

El período Hypsithermal del Holoceno fue húmedo en el sur y seco en el norte del continente. Esto se debe a que la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) tiene tendencia a permanecer más tiempo en el sur durante los períodos cálidos y a estacionarse en el norte en los períodos fríos. Un ejemplo de cada caso ocurre en la actualidad: los años El Niño reproducen los períodos cálidos, mientras que La Niña imita a los períodos fríos. En realidad, el mapa de los paleoclimas sudamericanos no es solamente una oscilación norte/sur sino que se trata de algo más complicado. Por ejemplo, el Altiplano funciona climáticamente como Venezuela mientras que la República del Ecuador se comporta como la Pampa (Ver mapa). El Chaco y las tierras bajas bolivianas tienen climas tipo Pampa (Figs. 6 y 7).

Fig. 6 – Mapa de los tipos de clima – V: Tipo Venezuela – P: Tipo Pampa



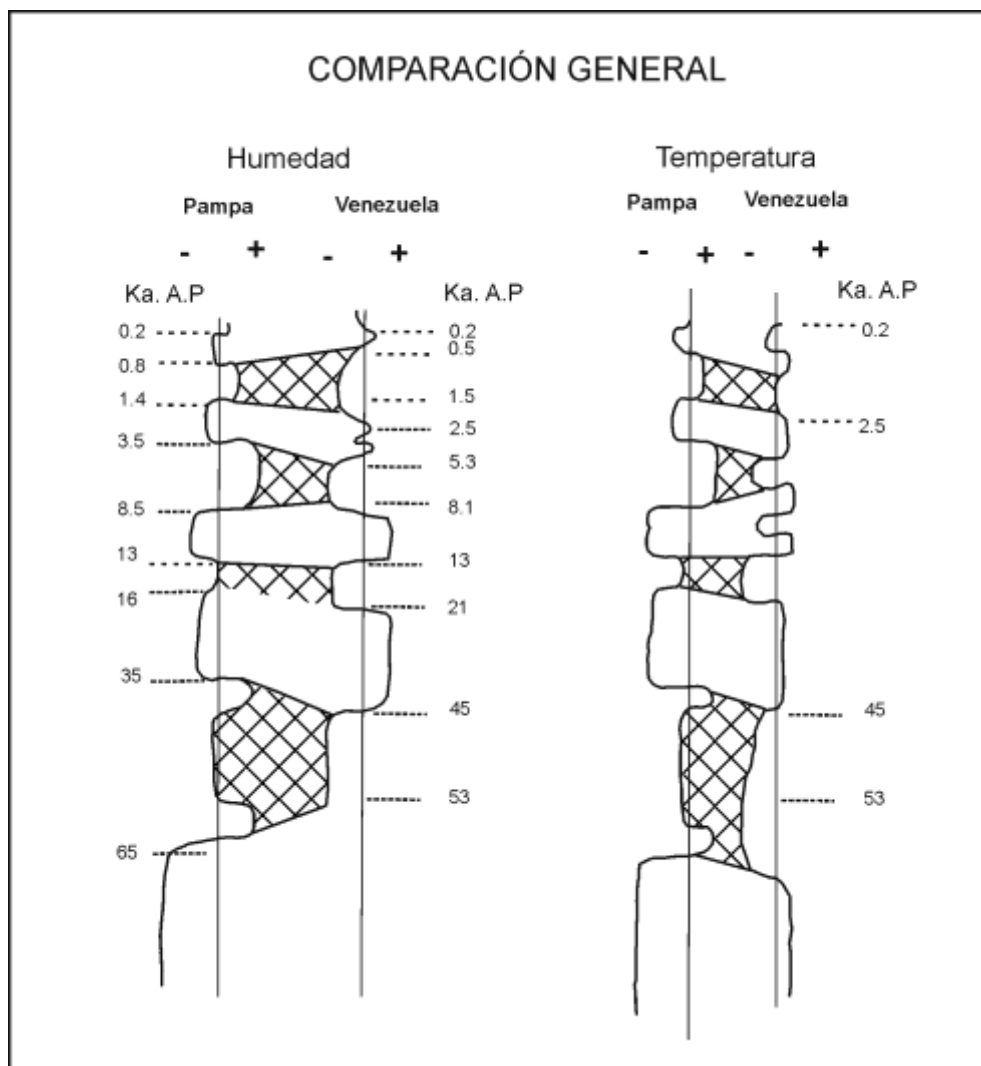


Fig.7-Columnas comparativas de humedad y temperatura de los dos tipos de clima.

III - BOLIVIA EN SUDAMERICA

La República de Bolivia está ubicada en el corazón tropical de Sudamérica. Se extiende desde la latitud de $9^{\circ} 40'S$ en el norte hasta los $22^{\circ} 55'S$ en el sur (Fig. 8). Sus extremos oriental y occidental son respectivamente $58^{\circ} 45'W$ y $69^{\circ} 43'W$; es decir, tiene una extensión máxima de 1473 kilómetros en dirección norte-sur y 1220 Km en dirección este-oeste. La superficie total es de 1.098.581 Km².

La característica más marcada de Bolivia es que está compuesta (en áreas casi iguales) por dos territorios muy diferentes. Uno de ellos son las tierras altas, ubicadas por encima de 3000/4000 metros de altura, montañosas, frías, secas, que encierran el segundo mayor altiplano del mundo, sujetas a glaciaciones en varias épocas del Cuaternario y a fenómenos de movimientos de masa a todo lo largo de este período geológico. Los cambios climáticos en esa región son regidos por variaciones en la temperatura. Las llanuras bolivianas cubren gran parte del país (Ver Figuras 8 y 9).

El otro territorio, ligeramente mayor en superficie, son las tierras bajas. Está ubicado por debajo de 400 metros sobre el nivel del mar. Se caracteriza por grandes planicies que forman las cabeceras de la llanura chaco-pampeana y de la planicie amazónica, además de una considerable extensión de paisajes antiguos labrados en el Escudo Precámbrico del noreste. Son tierras cálidas y húmedas, dominadas por dinámicas fluviales de diverso tipo y pedogénesis resilientes. Los cambios climáticos cuaternarios son marcados allí fundamentalmente por diferencias en las precipitaciones, detectándose períodos secos con dominio eólico incluso en el extremo noroeste, en la frontera con Perú y Brasil. Con respecto a la secuencia

climática cuaternaria, se observa que las tierras altas y las bajas obedecen a tipos contrastados: mientras el Altiplano y la Cordillera muestran climas Tipo Venezuela, las tierras bajas siguen al Tipo Pampa (Fig. 10).

Ambos territorios están separados por la cadena plegada de las Sierras Subandinas, escenario de procesos geológicos diversos, principalmente de origen fluvial. Movimientos neotectónicos extensionales formaron grandes valles estructurales, entre ellos los de Cochabamba y Tarija.

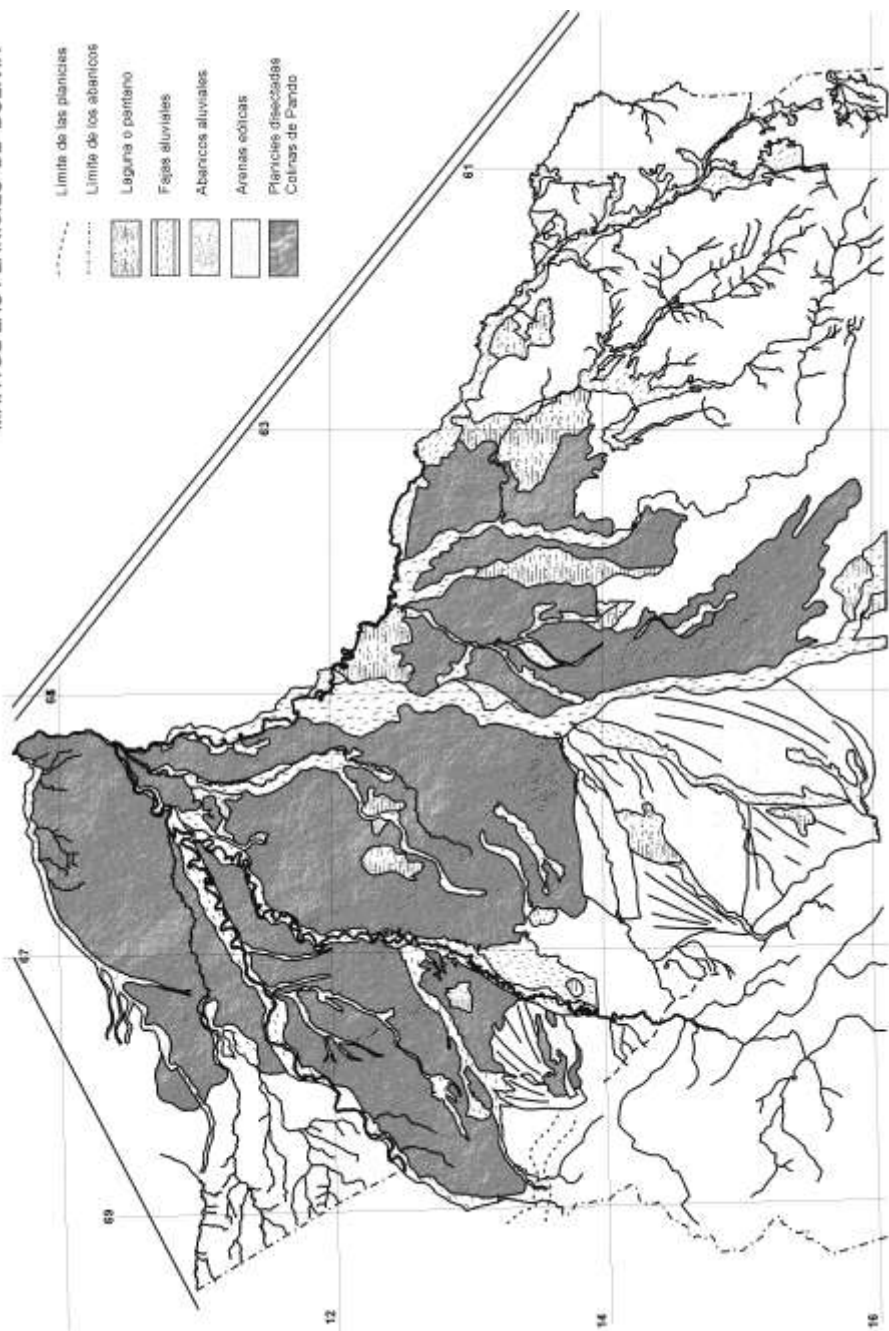
La influencia de los ríos bolivianos como fuente de sedimentos es de gran importancia en las mayores cuencas fluviales sudamericanas. Los ríos Beni y Madre de Dios contribuyen con la mayor parte de la descarga sólida del Madeira (principal fuente de sedimentos del Amazonas). En la cuenca del Plata sucede algo similar: la mayor parte de los sólidos suspendidos son aportados por el río Bermejo, cuya alta cuenca se encuentra en la Cordillera Oriental de Potosí.

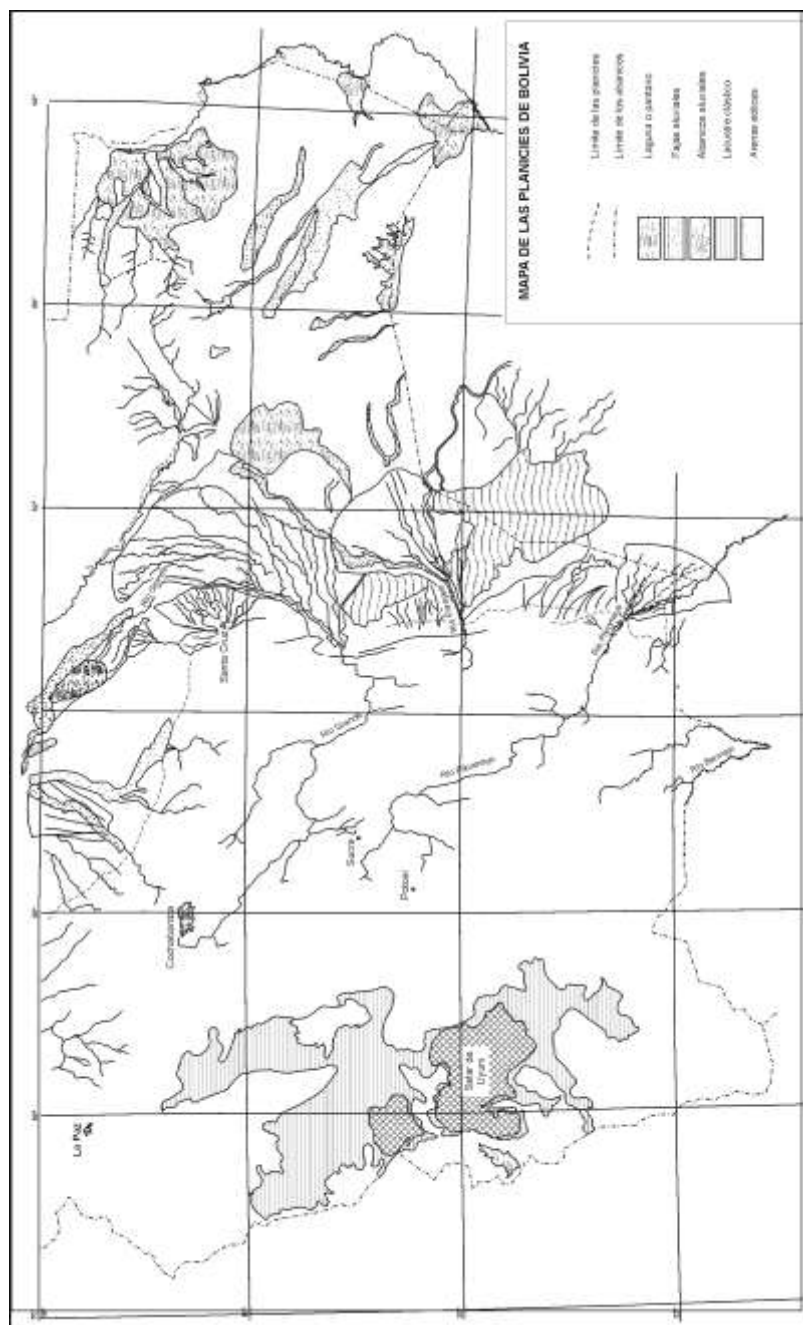
Una importante estructura climática semi-permanente se forma en la alta atmosfera por encima de las tierras altas de Bolivia e influye sobre amplias regiones de los países vecinos. Se trata de un “anticiclón de bloqueo”, generado por la gran superficie del Altiplano y cordilleras con cotas por encima de los 4000 metros. Dicha estructura atmosférica perturba la circulación general de la atmósfera en forma análoga a lo que ocurre en el Tibet. Está registrado que ha tenido influencia significativa en el Holoceno de Argentina (Iriondo, 1990) y sin dudas ha existido a lo largo de todo el Cuaternario.



Fig. 8 – Ubicación geográfica de Bolivia en Sudamérica.

MAPA DE LAS PLANICIES DE BOLIVIA







CORDILLERA



Litología	Unidad	Edad	
	Terraza baja	1.4 -4.6 ka.	Holoceno
	Terraza alta	9 -12 ka.	
	Choqueyapu 2	18-20 ka.	Pleistoceno Superior
	Choqueyapu 1	33 -36 ka.	
	Gravas Suelos	IS4 ka. IS5 ka.	
	Sorata		Pleistoceno Medio
	Gravas Suelos		
	Kaluyo - GSAG		
	Purapurani	1.6 Ma.	Pleistoceno Inferior
	Calvario		
	Gravas		
	Suelo rojo		Plioceno
	La Paz	2.8 - 3.3 Ma.	

IV - LOS ANDES BOLIVIANOS

Clásicamente, se divide a los Andes Centrales de Bolivia en cierto número de unidades morfoestructurales o provincias geológicas (Rodrigo y Castaños), que corresponden a cinco zonas, desde la costa Pacífica hasta la planicie Chaco Beniense. Estas unidades se orientan paralelamente a la cadena montañosa de los Andes Bolivianos, de dirección media Noroeste, Sureste en la parte septentrional y Norte Sur en la parte meridional.

ZONAS MORFOESTRUCTURALES

Una transversal esquemática de la topografía de la Cordillera central de los Andes presenta las siguientes zonas :

- *la Zona Costera y Piedemonte Pacífico* constituido por la estrecha cadena de la costa, que no pasa de los 50 kilómetros de ancho, con altitudes que varían desde 1000 a 1200 metros. Esta Cordillera constituye una barrera a las invasiones marinas desde el Oligoceno hasta nuestros días. El Piedemonte Pacífico de los Andes se eleva de 800 a 4000 metros de altura. Esta zona subsidente en el Oligoceno fue rellenada por depósitos Paleógenos y Neógenos, fuertemente entallada por sucesivas fases de erosión tanto en Chile como en el Perú. Esta unidad no existe en Bolivia;
- *la Cordillera Occidental* presenta una topografía alta, con elevaciones superiores a 6000 metros. Estos relieves están constituidos principalmente por cuerpos volcánicos y, en parte, por el solevantamiento de la zona;
- *el Altiplano*, ubicado entre la Cordillera Occidental y Oriental, es una planicie situada entre 3600 y 4100 metros de altura, con pequeños relieves que pueden alcanzar hasta 4600 metros. El Altiplano constituye una vasta cuenca intramontañosa endorreica, ocupada por sistemas lacustres; al Norte, los lagos Titicaca y Poopó, salares en el centro y sur, como el de Coipasa y Uyuni. El extremo

Sud (región de LÍpez) ocupado por las formaciones volcánicas mio-pliocenas y pleistocenas. La región de LÍpez es más elevada que el resto del Altiplano (4500 metros) y los cuerpos volcánicos pasan los 6000 metros.

- *la Cordillera Oriental* corresponde a una zona positiva desde el Cretácico inferior, su ancho varía de 200 a 400 km. Está esencialmente constituida por terrenos Paleozoicos. Las series Mesozoicas y Cenozoicas son muy reducidas o ausentes. La presencia de cuerpos ígneos plutónicos del Mioceno en la Cordillera Real y Tres Cruces y las vastas acumulaciones Mio-Pliocenas de las mesetas de Morococala y de los Frailes, indican una fuerte actividad magmática. La Cordillera Oriental está fuertemente deformada por las fases tectónicas Hercínica y Tardihercínica, así como por las fases tectónicas Andinas en particular Miocenas y Pliocenas;

- *la Zona Subandina* constituye el piedemonte oriental de la Cordillera de los Andes. En la parte septentrional de Bolivia está constituida por las Serranías Subandinas, formadas por materiales Meso-Cenozoicos, generalmente de color rojo, afectados por plegamientos fini-Miocénicos. El Paleozoico se presenta bajo la forma de grandes colinas y depresiones paralelas a las estructuras Noroeste/Sureste, cuyos anchos alcanzan 100 metros como máximo. Estas zonas representan un sillón subsidente donde se acumulan los productos de la destrucción de la cadena montañosa;

- *la Planicie Chaco-Beniana* situada más al Este, cuya elevación no pasa de 400 metros y que se extiende hasta el escudo Brasileño, presenta algunos relieves que pueden alcanzar hasta 1000 metros de altura.

Estas unidades caracterizan fundamentalmente zonas morfológicas y no así la estructuración tectónica de los Andes. Los trabajos recientes de los geólogos de YPFB y de ORSTOM establecen varias unidades tectono-estratigráficas dentro de las zonas morfo-estructurales.

UNIDADES TECTONOESTRATIGRAFICAS

En base a determinaciones de un cierto número de frentes de cabalgamiento y fallas transcurrentes de importancia, Sempéré *et al.* (1988), presentan de Este a Oeste las siguientes unidades tectonoestratigráficas:

El conjunto Subandino . Llanura, que agrupa el dominio cratónico poco o nada deformada, el margen Occidental deformado, plegado y corrido constituye la faja subandina propiamente dicha. Este límite occidental es denominado como Cabalgamiento Frontal Principal (C.F.P.).

La transición estructural entre el Subandino y la Llanura refleja la propagación de las deformaciones hacia el Este y Noreste, cuyos despegues se ubican principalmente en unidades litológicas del Ordovícico medio, Silúrico medio, Devónico medio. Afloran en forma continua rocas desde el Ordovícico medio hasta el Jurásico. Espesos sedimentos desde el Oligoceno hasta el reciente se acumularon en estas cuencas del antepaís de los Andes.

El conjunto Tarija / Azurduy / Teoponte - (o faja intermedia) está limitado al Oeste por el Cabalgamiento Andino Principal (CANP). Se trata de una faja relativamente estrecha, pero altamente imbricada y desgarrada, donde aflora una sucesión sedimentaria continua del Ordovícico al Pérmico. Ningún depósito terciario pre-Plioceno aflora en esta faja. Localmente afloran rocas del Proterozoico superior, Cámbrico y Jurásico.

El conjunto Sucre / La Paz - agrupa varias unidades:

- a . La Cordillera Real es el dominio que alcanza las mayores alturas. Su límite Sud Occidental lo constituye el cabalgamiento de la Cordillera Real (CCR), el cual pasa al Suroeste de la falla transcurrente senestral de Cochabamba (FC).
- b . La unidad Tarabuco - Villazón, limitada por la falla trascurrente dextral Aiquile -

Tupiza (F AT), presenta cambios estratigráficos de Sur a Norte.

- c . La unidad del Río Caine está limitada por CANP y las transurrencias de Cochabamba y Aiquile - Tupiza, por una parte, y por la falla Tapacari y su prolongación el cabalgamiento de Arque (FTCA), por otra parte.
- d. La unidad Charazani - Ayoma - Atocha se extiende de Norte a Sur sobre 900 km, entre la frontera del Perú y Argentina, limitada al Oeste por el frente de cabalgamiento Coniri (FCC) de vergencia Pacífica, la transcurrente senestral Eucaliptos (FE), el Cabalgamiento Altiplánico principal (CALP), de vergencia Sudamericana y la falla transcurrente dextral Khenayani (FK).
- e . La compleja cuña Occidental abarca diversas unidades, pero se halla cubierta en su mayor parte por sedimentos y volcanitas recientes que dificultan una definición precisa de sus relaciones mutuas. La parte boliviana de la cuña Occidental cubre una gran parte del Altiplano, a la .cual se añade una franja tradicionalmente considerada como perteneciente a la Cordillera Oriental.

En la actualidad, entre los estructuralistas y tectonistas de los Andes bolivianos, existe una discusión sobre los grandes cabalgamientos o unidades tectono-estratigráficas.

En cuanto a las unidades morfológicas definidas anteriormente, éstas tienen su validez en la caracterización de zonas morfológicas, mientras que las unidades tectono-estratigráficas caracterizan los grandes cabalgamientos dentro las unidades morfológicas de los Andes.

MORFOGÉNESIS Y SOLEVANTAMIENTO DE LA CORDILLERA ORIENTAL DURANTE EL CENOZOICO

Durante el Cenozoico, la elevación de la cadena montañosa de los Andes Centrales de Bolivia (16° - 23° Latitud Sud) está ligada, según Serbier *et al.* (1988), a un efecto de isostasia y fuerte espesamiento de la corteza terrestre. Los estudios geomorfológicos muestran que el sollevamiento fue controlado por erosión de los relieves, lo que hace posible reconstruir las principales etapas de erosión y acumulación. Naturalmente, el clima también ha jugado un papel importante. Vemos por ejemplo la elaboración de grandes glaciares de ablación durante los períodos más o menos áridos. Pero las enormes erosiones fluviales y los desniveles considerables entre las superficies de aplanamiento muestran el rol mayor de los sollevamientos tectónicos. Grandes disecciones han sido provocadas por intensas surrecciones. La elaboración de grandes glaciares ha sido favorecida por una relativa estabilidad.

Las observaciones sobre la vertiente Pacífica han mostrado que la elevación de la Cordillera Occidental ha sido discontinua durante el Cenozoico (Serbier *et al.*, 1988). La interpretación geodinámica en la Cordillera Oriental muestra también las diferentes etapas de elevación. Hay que tener en cuenta que los contextos geodinámicos son diferentes en las dos Cordilleras: al Oeste, la placa Pacífica se hunde bajo el continente sudamericano, al Este, los Andes cabalgan sobre el escudo brasileiro.

Superficies de ablación

La superficie Chayanta - La Cordillera Oriental de los Andes de Bolivia muestra numerosos testigos situados a 4300 y 4700 m de altura, de una antigua superficie de aplanamiento "la Superficie Chayanta" anterior al sollevamiento de los relieves. Esta antigua superficie de aplanamiento corta los depósitos plegados del

Paleozoico y del Mesozoico, se trata entonces de una superficie atribuible al Paleógeno o la base del Neógeno. En la mitad Sud de la Cordillera, la superficie Chayanta corresponde a la parte somital, subhorizontal de la cadena montañosa. En la mitad Norte, los altos relieves incluyen los batolitos graníticos, que culminan a más de 6000 metros de altura. Estos batolitos son fechados del Triásico y del Mioceno inferior (Grant et al., 1979), pero un estudio posterior (Martínez, 1980) ha mostrado que sólo al final del Mioceno comenzaron a aflorar estos cuerpos. En efecto, a partir de esta época, los batolitos comenzaron a alimentar la sedimentación de piedemonte de la Cordillera, en el borde del Altiplano. Hay que admitir entonces que los relieves altos donde están incluidos los batolitos graníticos, se han elevado por encima de la superficie Chayanta, durante el Cenozoico superior. Su altura actual, 6000 m en promedio, implica, por comparación con la altitud de la superficie Chayanta (4500 m), que su solevantamiento ha sido al menos 1500 m más importante que en otra parte de la Cordillera.

Formas escalonadas del relieve - Las formas escalonadas del relieve que se observan debajo de la superficie Chayanta, muestran que la elaboración de paisajes se ha realizado en 6 grandes etapas, que son agrupadas en dos secuencias morfogenéticas mayores.

a - La primera secuencia comprende tres eventos principales: primero una etapa de intensa erosión vertical, luego rellenos fluviolacustres, finalmente, una época de amplias erosiones en glaciés. La erosión vertical (profundización C 1) ha disectado la superficie Chayanta en una profundidad de 1800 m como máximo. Los rellenos fluviolacustres (R1) son geográficamente limitados, sólo se encuentra en la parte Sud de Bolivia donde colmatan los antiguos valles orientados de Norte a Sur. Atribuidas al Mioceno medio por la Paleontología (Hoffstetter, 1977), estas acumulaciones se hallan próximas a una formación volcanosedimentaria fechada de 14 Ma. en el Sud *Este*

del Altiplano (Martinez, 1980). Los glaciares de ablación han sido elaborados después de un plegamiento moderado de los depósitos fluvio-lacustres precedentes, luego son posteriores a 14 Ma. En la región de Morococala, los glaciares están recubiertos por las ignimbritas, donde las edades isotópicas indican que se sitúa en el Mioceno terminal, entre 8,2 y 5,5 millones de años. Estos glaciares se sitúan entonces en el Mioceno superior, presentes en el conjunto de la Cordillera Oriental, pero sobre todo mejor desarrollados en el Sur, donde definen una gran superficie, "la superficie San Juan del Oro", que está remarcablemente bien conservada sobre las dos vertientes de la cadena montañosa.

b - La segunda secuencia comienza, como la anterior, por una disección generalizada (C2) de los dos flancos de la Cordillera. La red hidrográfica se ha profundizado por erosión regresiva de aproximadamente 1500 m máximo, en la superficie San Juan del Oro. Los depósitos fluviolacustres (R2) rellenaron luego los fondos de los valles. Estos depósitos, localmente plegados en su parte inferior, se han acumulado detrás de los antiguos relieves topográficos que están claramente asociados a importantes juegos de fallas. Finalmente, está marcada una última etapa de elaboración de los paisajes, en los valles anchos, por dos o tres glaciares escalonados. En las altas cuencas de drenaje del flanco oriental de la cadena montañosa, algunos ríos (Río La Paz al Norte, Río San Judn\del Oro al Sur) han capturado una parte de la red hidrográfica del Altiplano.

Localmente y en lugares donde antiguos relieves habían favorecido la acumulación de depósitos fluvio-lacustres R2, los ríos han sido afectados por una retoma de la erosión vertical provocando la individualización de cañones muy encajonados. Los rellenos o acumulaciones R2, donde se intercalan cenizas volcánicas (cineritas) y capas fosilíferas, proporcionaron los elementos de datación en el seno de esta segunda secuencia de morfogénesis. En el Sur de Bolivia, en Tarija, éstos han sido fechados entre más de 1 Ma y menos de 0,7 Ma (Mac Fadden *et al.*, 1983). En la región de Betanzos, en el sitio de K.ñoña Paya, dos dataciones isotópicas, corroboradas por una fauna de Equidos típicamente Cuaternarios (Hoffstetter, comunicación oral), indican que su parte inferior se sitúa a 1,9 Ma y que la parte superior data de menos de 1 Ma.

Discontinuidades del sollevamiento . Las dos secuencias de morfogénesis se explican por un sollevamiento discontinuo de la cadena montañosa.

- Las grandes disecciones C 1 y C2 implican, en razón de su carácter generalizado, una elevación del conjunto de la Cordillera, esta elevación es al menos igual a la amplitud máxima de la erosión vertical (1800 y 1500 m). Las deformaciones tectónicas que han podido acompañar al sollevamiento no son geomorfológicamente aparentes, ya que sus efectos sobre los paisajes han sido enmascarados por una intensa erosión.
- Los rellenos R1 y R2, respectivamente fechados de Mioceno medio y del Cuaternario antiguo y medio, no pueden ser explicados únicamente por los efectos climáticos, ya que ellos se observan sólo en sitios particulares, donde importantes fallas han favorecido la retención local de los aportes en los antiguos fondos de los valles. Estos rellenos indican que una intensa actividad tectónica ha tenido lugar después de las grandes disecciones precedentes.
- Los glaciares de erosión suponen un cese de sollevamiento y una relativa estabilidad

tectónica. Esto es evidente para los glacis grandes del Mioceno superior (superficies San Juan del Oro), no podemos concebir que los glacis de gran extensión puedan desarrollarse en una topografía en vías de deformación. Los glacis del Cuaternario son menos característicos en razón de su extensión limitada. Pero la captura de una parte de la cuenca del Altiplano por el Río La Paz y el Río San Juan del Oro, durante la época de elaboración de estos glacis, supone una débil elevación de la Cordillera: en efecto, no es posible ver cómo la erosión regresiva de estos ríos habría logrado atravesar la cadena montañosa si éste hubiera sido un lugar de solevantamiento notable.

El solevantamiento del conjunto de los Andes centrales

Las grandes etapas neógenas de la elaboración de los paisajes, que acabamos de identificar en la parte Este de los Andes Centrales, han sido igualmente reconocidas sobre la parte Oeste. En Perú (Serbier *et al.*, 1988; Lavenue, 1988) y en el Norte de Chile (Paskoff & Naranjo, 1983), son datadas espesas acumulaciones, como en Bolivia, del Mioceno medio, aunque aquí parecen estar ligadas más a efectos climáticos que a efectos tectónicos (Paskoff *et al.*, 1983). Estas acumulaciones son cortadas por grandes glacis atribuidos al Mioceno superior. Finalmente, es observada una reactivación generalizada de la erosión vertical, como en la Cordillera Oriental, al final del Mioceno. Entonces hay que admitir que la elevación de los Andes Centrales ha evolucionado de la misma manera en la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental durante el Neógeno. Uno de los hechos mayores de esta evolución es la relativa estabilidad del conjunto de la cadena montañosa en el Mioceno superior, donde se elaboraron grandes glacis, fechados en menos de 14 millones de años y más de 8,2 millones de años. Sin embargo, el estudio geomorfológico hace resultar importantes variaciones geográficas en la amplitud del solevantamiento. Hemos observado un ejemplo en el Norte de la Cordillera Oriental de Bolivia, donde los macizos graníticos y sus terrenos encajonantes se han elevado más intensamente que en otras partes de la cadena.

El estudio geomorfológico y las dataciones paleontológicas e isotópicas indican que la elevación de la Cordillera Oriental de los Andes de Bolivia se ha realizado de manera discontinua durante el Cenozoico. Dos grandes disecciones, situadas respectivamente antes del Mioceno medio y Mioceno terminal-Plioceno, han sido provocadas cada una por una intensa surrección. Dos generaciones de glacis de ablación revelan una relativa estabilidad de los relieves en el Mioceno superior (14 a 8 Ma) y en el Cuaternario medio a reciente. Durante las épocas de transición entre las grandes disecciones y la elaboración de glacis, una fuerte actividad tectónica local ha favorecido una acumulación puntual de los fondos de los valles por los sedimentos fluviolacustres.

Por comparación con las observaciones hechas en Perú y Chile, estas evaluaciones muestran que las grandes etapas Neógenas del solevantamiento afectan las dos vertientes de los Andes Centrales. Sin embargo, importantes anomalías regionales se caracterizan por una elevación más intensa de ciertos relieves. Una de estas anomalías es bien aparente en el Norte de la Cordillera Oriental de Bolivia.

VOLCANISMO PLIO - CUATERNARIO

El volcanismo del Plio-Cuaternario se caracteriza por sus tenores muy elevados de SiO₂ y K que lo sitúan casi siempre en el dominio calco-alcalino.

En la Cordillera Occidental este volcanismo se presenta bajo formas de coladas de Andesitas porfíricas de anfibolitas o de Andesitas porfíricas claras (Lavenu, 1986). En el Altiplano, el Plio-Cuaternario está constituido de coladas piroclásticas de cenizas o de tobas volcánicas.

En la cuenca de La Paz la parte inferior y superior del Plioceno está marcada por una toba riolítica, es el caso de la cinerita Chijini. Los bordes de la Cordillera Oriental están recubiertos por grandes acumulaciones de ignimbritas (meseta de los Frailes, Morococala) de naturaleza Dacítica. En el centro del Altiplano Curahuara de Carangas se encuentran coladas de lavas básicas tipo doleritas con olivinas en el cerro Monterani (Lavenu, 1986).

Durante el Cuaternario, el volcanismo ácido se desarrolla en todos los Andes, por ejemplo en la Cordillera Occidental esta representado por una colada piroclástica con bastante contenido de pumitas: la ignimbrita Pérez (2,2 Ma) que se extiende hasta Perú (F. Senca) y Chile (F. Oxaya p. p.).

En las cuencas intramontañosas de Cochabamba, Tarija, Sucre, Yamparaez y Betanzos, los depósitos fluvio-lacustres se intercalan con niveles (3 a 4) de cenizas volcánicas. En Tarija, fueron datados del Pleistoceno medio entre más de 1 Ma y menos de 0,7 Ma. En la región de Betanzos, en el sitio de Khoña Paya, dos dataciones isotópicas indican que la parte inferior se sitúa alrededor de 1,9 Ma y la parte superior data de al menos 1 Ma. En el Altiplano, las cineritas se intercalan en la sedimentación fluvio lacustre. En la cuenca de La Paz, una toba riolítica aparentemente situada encima de la Formación Purapurani ha sido datada en 1,6 Ma. Durante el Holoceno, al menos dos niveles de cenizas volcánicas han sido identificados, uno posterior a 10 000 años y el otro posterior a 3000 años AP. Todas estas cenizas volcánicas, tienen un alto contenido de Si y de K₂O.

CUADRO ESTRUCTURAL Y TECTONICA DEL PLIO-CUATERNARIO

El Ciclo Andino comprende varias fases de compresión: la fase senoniana, la fase peruana, la fase incaica y la fase quechuana definidas en Perú por Steinmann (1929). En Bolivia, desde 1946, Ahlfeld adopta este sistema sin proporcionar una cronología de estas fases por falta de información.

La cronología de las fases andinas ha sido establecida recientemente por los trabajos de Lavenu (1986), Martinez (1978) y Tomasi (1980). Particularmente se ha demostrado que la fase Quechua de Steinmann representa un conjunto de fases sucesivas. Actualmente están claramente establecidas las diferentes pulsaciones tectónicas: Quechua 1 (Q1), Quechua 2 (Q2), Quechua 3 (Q3), Quechua 4 (Q4).

Quechua 1 está datada en 30 Ma aproximadamente, corresponde al pasaje Oligoceno inferior - Oligoceno superior.

Quechua 2 no aparece en el Norte de Bolivia, en el Sur de Perú está situado alrededor de 15 Ma, tal vez entre 10 y 15 Ma en los Lípez, Sud de Bolivia.

Quechua 3 del Mioceno superior está datada entre 8 y 7 Ma.

Finalmente, la fase ***Quechua 4*** se desarrolla en dos períodos: uno alrededor de 3 Ma y el otro alrededor 2 Ma.

En el cuadro del presente trabajo se tratará únicamente las deformaciones del Neógeno y particularmente las últimas manifestaciones de la fase Quechua 4. Los trabajos de Lavenu y Mercer (1986) han permitido definir la dirección de los rechazos ligados a las diferentes fases de deformación de los terrenos plio--cuaternarios, en varias regiones de Bolivia: Cordillera Occidental y su piedemonte, Altiplano, cuencas intramontañosas de la Cordillera Oriental. Estas son:

- la fase de compresión del Mioceno superior,

- un período de extensión intraplioceno,
- una fase de compresión Plioceno terminal,
- La fase de compresión del Cuaternario antiguo,
- El período de extensión Cuaternario.

Las fases compresivas del Mioceno superior y del Plioceno terminal son parecidas en su estilo de deformación, aunque la intensidad disminuye del Mioceno al Actual. La fase del Mioceno superior presenta deformaciones complejas: plegamientos acompañados por fracturación y fallas inversas con corrimiento. En el Plioceno, la deformación está limitada, sobre todo, a zonas de fracturaciones antiguas. Los sedimentos del Plioceno están poco plegados pero deformados por fallas inversas. Hasta no hace mucho se estimaba que en el conjunto de los Andes, las grandes fallas inversas penetraban profundamente en el substrato y permanecían verticales, algunos geofísicos y geólogos (Jan Jou *et al.*, 1981; Mégard, 1984; Pardo, 1982; Sempéré *et al.*, 1988; Suarez *et al.*, 1983) presentan una nueva interpretación, según la cual en la parte más oriental de la cordillera de los Andes, en la zona subandina, las fallas verticales en superficie se hacen horizontales en profundidad, provocando un despegue de la cobertura del substrato sedimentario. Esto explicaría el acortamiento de la cadena andina en el Cenozoico, donde los terrenos cenozoicos del Altiplano y de la Cordillera Oriental están poco deformados, no presentan esquistosidad.

La tasa de acortamiento de la cadena andina en Bolivia según Martínez (1980) es en promedio de 10 a 20% durante la fase fini-Mioceno y Plioceno. De 20 a 25% en la zona subandina y sólo de 5 a 1% en el resto de la cadena.

El espesamiento de la corteza bajo la Cordillera Oriental puede ser explicado por las fallas de bajo ángulo de la zona subandina. Las estructuras compresivas que afectan el Mioceno, Plioceno en el Altiplano, son observadas en varios sitios y se

manifiestan en la forma de grandes fallas inversas. En Curahuara, el Mioceno cabalga sobre el Plioceno, en dirección Suroeste. Al Sud de Coro Coro, una napa epigléptica indica varias fases tectónicas superpuestas (Martínez, 1980); son manifestaciones más evidentes de la tectónica en compresión. Dos sistemas de estructuras extensivas han sido determinados por Lavenu (1986):

- fallas Este/Oeste poco visibles en la cartografía, en el terreno están dispuestos frecuentemente en escalones (Cuenca de La Paz, región de Curahuara) según una dirección N 120/130° que también afectan al Cuaternario. La disposición en escalones es la expresión de la re activación de fallas profundas anteriores al Cuaternario de dirección N 120/130°;
- fallas de dirección N 120° en el Norte y Norte/Sur en el Sur, morfológicamente bien marcadas, igualmente tienen una historia compleja y antigua. Estas grandes fallas limitan las cuencas subsidentes del Altiplano.

Al Oeste, la falla de San Andrés limita la Cordillera Occidental y el Altiplano. Al Este, el límite entre el Altiplano y la Cordillera Oriental varía según las épocas. Durante el Oligoceno, el límite entre los dos dominios está representado por la falla Coniri, que hace parte de un sistema de fallas de dirección N 125 a Norte/Sur.

Los Andes centrales del Norte de Bolivia han adquirido su elevación principalmente entre el Oligoceno y el Mioceno terminal. Durante el Plioceno y el Cuaternario el régimen tectónico es esencialmente extensivo, entrecortada por períodos breves de compresión.

TECTONICA PLIO - CUATERNARIA

Lavenu, en 1981, establece que después de la fase de compresión del Mioceno Superior, se desarrolla una importante actividad volcánica durante todo el período de sedimentación Pliocena: grandes capas de tobas se intercalan en los

depósitos detríticos fluvio-lacustres del Altiplano y el piedemonte de la Cordillera Occidental. La actividad volcánica se manifiesta también en la Cordillera Oriental (Morococala, Los Frailes, cuenca de La Paz, etc.). Varios niveles de tufitas, ignimbritas dacíticas sugieren un volcanismo contemporáneo a un período de extensión (Lavenu, 1986). El espesor de 1000 m de depósitos sedimentarios y su naturaleza detrítica en la región de Umala indica una subsidencia general de la cuenca del Altiplano. En el centro de la cuenca, la sedimentación está ligada estrechamente a la subsidencia de actividad generalmente calma. Por el contrario, en los bordes de la cuenca, en el contacto con los relieves, diferentes factores perturban la sedimentación: altura, naturaleza, movimientos de estos relieves, fallas que lo bordean y clima.

La bordura oriental del Altiplano está compuesta de un cierto número de pequeñas cuencas estrechas y alargadas paralelamente al relieve de la Cordillera y separadas de éste por fallas: Cuenca del lago Titicaca, de La Paz y Ayo Ayo.

La cuenca de La Paz - Está situada en el extremo Sud del lago Titicaca, formada por sedimentos lacustres y fluviales, recubierta por un complejo conglomerádico. En la parte Sud de la cuenca Lavenu (1984) individualizó un gran cono aluvial, alimentado por los relieves de la Cordillera.

Los depósitos lacustres transgreden sobre el cono aluvial. Este fenómeno de retrogradación del cono constituye una discordancia progresiva que indica que la evolución geodinámica de la cuenca es centrífuga. Las facies lacustres que invaden los bordes del lago se deben a un alargamiento de la cuenca en una fase de extensión.

Una serie de fallas afectan la serie pliocena de la cuenca de La Paz. Estas fallas no afectan los depósitos cuaternarios, sólo se limitada al Plioceno, algunas de ellas son sinsedimentarias.

En la región de Llojeta, Lavenu (1986) midió 41 fallas normales polifásicas,

lo que le permitió definir dos grupos según su compatibilidad a partir de la cinemática de las fallas: 24 fallas afectan el Cuaternario y es compatible con una extensión Norte/Sur y el resto es compatible con una extensión Este/Oeste anterior al Cuaternario.

Asimismo, en el sitio de Irpavi se ha diferenciado una extensión Este/Oeste. Estas fallas tienen la particularidad de presentar en su parte más vertical estrías bien marcadas en los sedimentos endurecidos (arenas, microconglomerados), mientras que en los extremos, los rechazos se amortiguan y los espejos desaparecen en los niveles estratigráficos arcillo-limosos. En otros afloramientos (Laja al Norte de La Paz) se observa que las fallas están truncadas por la sedimentación posterior.

La observación del fenómeno de discordancia progresiva entre un cono aluvial y la serie lacustre de La Paz y, además, las medidas efectuadas en esta información por Lavenu (1986) muestran que la sedimentación Pliocena de la cuenca de La Paz está asociada a una tectónica en extensión contemporánea, donde la dirección del alargamiento es Este/Oeste.

La cuenca de Ayo Ayo. En esta cuenca la extensión Pliocena se manifiesta a través de algunas fallas normales con desplazamientos verticales, compatibles con una extensión de dirección Este/Oeste a Este-Noreste / OesteSuroeste. Estas fallas no aparecen en el Pleistoceno sobreyacente. Esta extensión provoca el solevantamiento de ciertos bloques durante el Plioceno.

Una toba alterada y recortada por una superficie de ablación descansa sobre los sedimentos del Plioceno. Esta misma toba, pero sin niveles de alteración, está interestratificada concordantemente en los niveles del Plioceno de la cuenca de La Paz. Esta diferencia se debe a que ciertas zonas del piedemonte de la Cordillera Oriental han sido elevadas, basculadas, alteradas, erodadas, luego recubiertas por la

toba (caso de Ayo Ayo), en otros casos aumentó la subsidencia (La Paz) y las tobas se depositaron en forma continua con los sedimentos detríticos de la cuenca.

Esta tectónica en extensión pliocena sinsedimentaria ha sido puesta en evidencia cerca de Curahuara y la zona de Tirata (Lavenu, 1986). En la prolongación Sur de la falla San Andrés, a la altura del graben de Tirata, describe la siguiente sucesión de niveles sedimentarios y volcanitas a partir de la base al tope:

- una serie sedimentaria roja del Mioceno (F. Crucero);
- un nivel ignimbrítico tufáceo base del Plioceno (toba 76);
- un conjunto sedimentario plioceno (F. Umala);
- finalmente, una ignimbrita correlacionada con la formación Pérez (Plio-Cuaternario).

Estos niveles están afectados por una familia de fallas de varios kilómetros de extensión con direcciones Nor-Noreste/Sur-Suroeste, donde los espejos de falla presentan estrías superpuestas indicando una tectónica polifásica (falla normal, falla inversa, descolgamiento).

Las observaciones de las microestructuras muestran que el juego en extensión es anterior al juego en compresión. La dirección de extensión es aproximadamente Este/Oeste. En la cuenca de Sacaba (Cochabamba) también han sido medidas direcciones de deformación en extensión Este/Oeste.

Deformaciones compresivas durante el Plioceno Terminal

La fase de compresión Q4 es bastante compleja. En efecto, se constata que en 3 Ma (Mioceno terminal) la dirección de acortamiento es de Este/Oeste, mientras que en 2 Ma (Cuaternario antiguo) es Norte/Sur. Estas deformaciones del Plioceno terminal están bien marcadas en el Altiplano, Cordillera Oriental y el Subandino.

Las mismas fueron estudiadas por Ahlfeld & Branisa (1960), Lavenu (1986), Lavenu & Ballivián (1979), López (1967) y Martínez (1980).

La edad de las formaciones pliocenas es bien reconocida en base a la paleontología y dataciones radiométricas. Todos estos resultados concuerdan e indican que los sedimentos pliocénicos están comprendidos entre 5,5 y 5,4 Ma en la base (Altiplano, cuenca de La Paz) y de 2,8 a 3,3 Ma en la parte superior de la cuenca de La Paz.

Estos sedimentos plegados están recubiertos en discordancia por depósitos de edad variada. En la Cordillera Occidental, son las ignimbritas atribuidas a la Formación Pérez (2,2 a 3 Ma), pero no fechados en el lugar de la discordancia con el Plioceno. En el Altiplano, son las series lacustres o fluviolacustres que van del Pleistoceno antiguo (Formación Ayo Ayo) al Cuaternario reciente (lacustre Minchín y Tauca). En la cuenca de La Paz, la edad de las formaciones glaciares e interglaciares está basada en la datación de una toba interglaciar (1,6 Ma).

Actualmente, la imprecisión y falta de dataciones isotópicas hace que el límite de las megasecuencias pliocenas y cuaternarias no se conozca con exactitud en un mismo sitio. Al Este, se conoce la edad superior del Plioceno (2,8 a 3,3 Ma) y al Oeste se conoce la base del Pleistoceno (2,2 a 3 Ma), pero no conocemos la edad de la fase del Plioceno terminal.

La totalidad de los sedimentos pliocénicos está ligeramente plegada:

- en el Altiplano: cuenca de La Paz, zona Curahuara;
- en la Cordillera Oriental: Sacaba, Tipuani, Sucre.

La parte central del Altiplano está más plegada que los bordes orientales y occidentales. Según Lavenu (1986), los pliegues son en su mayoría, isópacos, con

.radio de curvatura grande, hecto a kilométrica que traduce la débil intensidad del plegamiento, los ejes de pliegue tienen una dirección de Nor-Noroeste/Sur-Sureste y una dirección de acortamiento N 85°. En las pequeñas cuencas intracordilleranas los pliegues tienen un radio de curvatura corto, debido al poco espesor de sedimentos o de un acortamiento más importante en estas partes de la cadena (cuenca de Tipuani, Sucre). Estos depósitos fluvio-lacustres atribuidos al Plio-Cuaternario tienen un eje de pliegue entre N 155° y N 170°, lo que da una dirección de acortamiento de N 70°. En el conjunto de la Cordillera y el Altiplano se constata que la .dirección de eje de pliegue varía de N 142° a N 178°, dirección de acortamiento N 70°. La débil intensidad de la deformación hace que las estructuras sean influenciadas por condiciones locales. Sin embargo, en forma general, el plegamiento es coherente en el conjunto de las zonas morfoestructurales.

La fracturación de los sedimentos de la fase fini-pliocena permite caracterizar la dirección de los rechazos. En la cuenca de La Paz, la mayor parte de las estructuras observadas son las fallas normales de dirección NorNoroeste/Sur-Sureste, donde el juego principal es de edad cuaternaria pero que existe desde el Plioceno.

La tectónica fini-pliocena se ha generalizado en el conjunto de la región Centro y Oeste de Bolivia donde la deformación es poco intensa en relación a la fase tectónica Q3 (Mioceno terminal). Las estructuras más sobresalientes son pliegues amplios de grandes dimensiones, radio de curvatura amplio, algunas veces se observa volcamiento de los flancos en las zonas de fallas. La característica dominante parece ser la presencia de fallas inversas con descolgamiento. Estas fallas son antiguos accidentes reactivados en cada fase tectónica. El estudio de los diagramas de las diferentes estaciones de medidas de tectónica de fracturamiento (Lavenu, 1986) muestra que la dirección de acortamiento se orienta hacia el N 80°, con anomalías locales N 39° a N 105°. Esta dirección de acortamiento Este/Oeste es

de una gran homogeneidad y bien repartida en el conjunto de los terrenos de piedemonte de la Cordillera Occidental, Altiplano y Cordillera Oriental.

Las deformaciones compresivas durante el Pleistoceno Antiguo

En la Cordillera Occidental y su piedemonte Oriental, fallas inversas afectan la ignimbrita Pérez (fechado entre 2,2 y 3 Ma). En la cuenca de Charaña, los sedimentos fluvio-lacustres sobreyacentes han sido datados como pertenecientes al Pleistoceno antiguo a medio (F. Charaña), afectados por esta deformación en compresión. En la cuenca de La Paz, solo están afectados los sedimentos Pliocénicos. Los terrenos fluvio-lacustres no están deformados por estos movimientos compresivos. Las cuencas de Sacaba y Sucre también son afectadas por deformaciones en compresión.

En el piedemonte de la Cordillera Occidental, las deformaciones compresivas son posteriores a 2,2 ó 3 Ma. y anteriores al Pleistoceno antiguo datado por fósiles. En la cuenca de La Paz son posteriores a 2,8 - 3,3 Ma y anteriores a 1,6 Ma. Las deformaciones se manifiestan esencialmente por fallas inversas decamétricas, hectométricas y a veces kilométricas, casi verticales en superficie y poco inclinadas en profundidad. En la cuenca de Charaña, estas fallas tienen pendientes débiles hacia el Norte (200 á 300), con una dirección Este/Oeste.

En el resto del Altiplano, sobre los afloramientos de terrenos Pliocénicos, ciertas fallas son compatibles con una compresión de dirección Norte/Sur. En el caso de los conglomerados de la Formación Topohoco, en la Formación Umala, Ayo Ayo, Remedios, donde los sedimentos son afectados por deformaciones débiles. En la cuenca de La Paz (Llojeta), los depósitos presentan una deformación Norte/Sur, a! igual que en la cuenca de Sacaba y de Sucre.

Las deformaciones en compresión del Pleistoceno antiguo, están

caracterizadas por su baja intensidad, con una repartición geográfica extensa que"" abarca todo el territorio y con una dirección de acortamiento Norte/Sur, a Nor-Noreste/Sur-Suroeste.

Las deformaciones en compresión Este/Oeste están seguidas por las deformaciones Norte/Sur, separadas solamente por 1 Ma, por lo cual han sido agrupadas en la misma fase Quechua 4.

Las deformaciones en extensión del Cuaternario

Es en la Cuenca de la Paz donde se observan estas fallas normales plurikilométricas que afectan la morfología del piedemonte, morrenas falladas, superficies de erosión o glaciares frecuentemente desplazadas. Según las épocas, la actividad de las fallas normales tiene amplitudes variables: hectométricas para el Cuaternario antiguo y métricas a decimétricas para los movimientos más recientes.

La cuenca intramontañosa de Tarija, datada del Pleistoceno, está afectada por una tectónica en radiométricas.

En La Paz, una sola datación isotópica permite situar tentativamente el límite glacial Calvario/Formación Purapurani en 1,6 Ma. En Tarija, los sedimentos están fechados en 0,7 Ma y paleontológicamente como Pleistoceno antiguo.

En la cuenca de La Paz (LLojeta) se pueden observar los siguientes movimientos sucesivos de la falla Kenko (Fig. 5.2). Al Noreste de la falla principal, el Plioceno está recortado por la superficie de ablación (glaciar I o S6, de acuerdo a los autores) y recubierto por depósitos cuaternarios. El Plioceno está afectado por una falla normal anti-cuaternaria. El rechazo puede alcanzar 30 m. Posteriormente, el conjunto de los niveles cuaternarios está afectado por reactivaciones sucesivas de

fallas normales. Sobre el piedemonte de la Cordillera Oriental, entre La Paz y el Lago Titicaca, un sistema de fallas normales plurikilométricas de dirección Nor-Noroeste/Sur-Sureste afecta los terrenos cuaternarios. La cartografía de las diferentes unidades glaciares e interglaciares permite mostrar que la tectónica fue activa durante el Cuaternario. La amplitud de los movimientos al pie de la Cordillera es muy importante, en la cuenca de La Paz (LLojeta) alcanza 100 m, en la Quebrada de Minasa 400 m (Lavenu, 1986), al noreste de Peñas, alcanza 200m.

Los análisis de diferentes estaciones de medidas muestran que la dirección de extensión es sien

- *Un primer período* post-formación Purapurani y anti-superficie S4 o glacis III, bien visible sobre la falla de Kenko. Aquí, como en la quebrada de Minasa, la deformación en extensión es muy importante. Grandes fallas afectan el glacis III en la región de Peñas. Lavenu (1981) atribuye a esta época la formación de la fosa del lago Titicaca.
- Durante *el segundo período* se puede observar:
 - * Movimientos post-glacis III o ante-Sorata, no confirmados directamente por la presencia de fallas. Sin embargo, el glacis III está entallado por grandes valles. Esto indicaría un nuevo período de extensión con un ligero solevantamiento de la Cordillera Oriental en relación al Altiplano.
 - * Los movimientos post-Sorata y anti-glaciación Choqueyapu, al Oeste de Achacachi (Sureste del lago Titicaca) en los ríos San Francisco y Kellhuani, se constata que la formación antigua del Cuaternario así como la glaciación Sorata están afectadas por una gran falla de dirección Nor-Noroeste/Sur-Sureste, Los depósitos glaciares Choqueyapu no están afectados por estos lineamientos; este fenómeno es visible en varias regiones del piedemonte de la Cordillera.
- *Un tercer período*, que agrupa todos los eventos posteriores al glacis III. Al principio del Holoceno, una deformación en compresión (Z = Nor-Noroeste/Sur-Sureste) de efectos muy débiles, pero con una repartición general, tanto en las cordilleras

Occidental, Oriental y el Altiplano. En el Altiplano Norte, un régimen en distinción prosigue durante todo el Holoceno hasta nuestros días. De manera general, los movimientos post-Choqueyapu resultan difíciles de poner en evidencia ya que son menos intensos y frecuentemente afectan depósitos poco consolidados.

En el borde Sur del Altiplano, en Ayo Ayo, también se observan fallas de extensión que afectan depósitos cuaternarios.

Sobre el piedemonte de la Cordillera Occidental, en la cuenca de Charaña, fallas de dirección Oeste-Noroeste/Este-Sureste a Noroeste/Sureste afectan la Formación Charaña. Los rechazos son variables, pudiendo alcanzar una decena de metros.

En la Cuenca de Sacaba, como en la cuenca de Tarija, existen deformaciones, en extensión, que afectan depósitos del Cuaternario antiguo a medio; estas fallas tienen una dirección Este-Oeste. Los terrenos cuaternarios de la cadena de los Andes de Bolivia están caracterizados por una tectónica en extensión que se manifiesta desde la Cordillera Occidental a la Cordillera Oriental; en el Altiplano estas fallas se hacen muy importantes, sobre todo en los bordes de la Cuenca; la dirección de estas fallas es de Norte/Sur a N 20°.

El Plio-Cuaternario del valle de La Paz

La región de La Paz, ubicada al pie de los macizos de la Cordillera Real (macizos de Huayna Potosí e Illampu) y al borde Noreste del Altiplano (4000 m), presenta una potente acumulación de depósitos Plio-Cuaternarios. Estos depósitos sedimentarios han sido disectados por la erosión regresiva de un afluente de la cuenca Amazónica (Río Beni) que cortó la Cordillera capturando una parte de la red hidrográfica del Altiplano durante el Cuaternario reciente; esta disección hace

posible la exposición de las formaciones Plio-Cuaternarias con la totalidad de sus espesores (cerca de 1000 m), constituyéndose de esta manera en afloramientos de referencia para el estudio del Plio Cuaternario de Bolivia.

La Formación La Paz (Plioceno)

La Serie Pliocena del valle de La Paz (500 m de espesor), ha sido estudiada varias veces por diferentes autores: Ahlfeld & Branisa (1960), Ballivián *et al.* (1978), Bles *et al.* (1977), Clochiati *et al.* (1978), Dobrovolsky (1962), Lavenu (1986), Martínez (1980), Servant (1977), Troll & Finterwalder (1935), Villarroel & Graf (1979).

En la parte Sud de la cuenca de La Paz, la serie Pliocena comienza con un conglomerado compuesto de elementos de cuarcitas Paleozoicas de 1 a 2 metros de espesor (Bles & Ballivián, 1977), luego continúa una espesa serie de sedimentos lacustres finos, con interdigitaciones de gravas e intercalaciones de niveles de tobas volcánicas: en la base la toba Cota Cota y en la parte superior de la serie la toba Chijini, bien marcada en la morfología del valle de La Paz. La serie termina generalmente con un conjunto de gravas que pueden alcanzar 80 m de espesor. El levantamiento de los afloramientos de Oeste a Este muestra la siguiente evolución litoestratigráfica de la cuenca.

Región de Achocalla. La base de los afloramientos en esta región está constituida de 60 m de material fino: arcillas, limos, arenas con interdigitaciones de gravas con clastos que no pasan de 3 cm de diámetro. Estos niveles están cubiertos por un nivel de toba volcánica de 5 m de espesor, bien visible en el paisaje; la toba o cinerita **Chijini** ha sido objeto de varias dataciones radiométricas.

Las dataciones radiométricas realizadas por Clapperton (1979), por medio del método potasio/argón de la cinerita Chijini, arrojaron edades de 3,27 Ma. Lavenu *et al.* (1985) consiguieron edades de 2,8 Ma por el mismo método de datación.

Mientras que Johnson *et al.* (1986) obtuvieron edades de 1,7 - 0,7 Y 1,9 - 0,7 Ma por el método de trazas de fisión sobre el mismo nivel de toba. La presencia de figuras de sedimentación en la capa de cinerita indica que ésta se ha depositado o transportado en agua. Por encima se encuentran, en perfecta continuidad, 50 a 60 m de sedimentos arcillo-arenosos que se van cargando paulatinamente en gravas. La presencia de una estratificación entre cruzada es consecuencia de una alimentación por cursos de agua divagantes o anastomosadas. Un conglomerado de 70 m de espesor constituye la parte superior del afloramiento: Los diámetros máximos de los clastos alcanzan 10 cm. En la base de este conglomerado se observan varios canales, pero no es discordante sobre los niveles inferiores. Están presentes algunos clastos de granito.

Región de Kotahuma /Tacagua. El centro de la cuenca está constituido por una serie lacustre de elementos finos esencialmente arcillosos, con algunos niveles de arenas y gravas de 3 cm de diámetro máximo. Afloran aproximadamente 110 m de sedimentos. La parte inferior está compuesta de arcillas de 25 m de espesor, recubierta por 4 m de cinerita (c. Chijini). Por encima, se presenta una serie arcillosa, en general gris verdosa, con niveles de arenas blancas de arcillas rojas y azuladas. Hacia la parte superior, se observan pequeños bancos de lignito y niveles volcano-sedimentarios.

Región de Achumani /Cota Cota. En la región de Achumani, los afloramientos presentan 200 m de material conglomerático, encima de 140 m de material mucho más fino, que sin embargo presenta muchos pasajes de gravas donde los bloques pueden alcanzar 40 cm de diámetro. En el fondo del río Achumani, un banco de ceniza volcánica rica en biotitas negras y en cuarzo, se correlaciona con el banco de toba del corte de Cota Cota. La toba de Cota Cota, de 2 m de espesor, ha sido datada en 5,5 Ma (Servant *et al.*, 1989) constituyendo la base del Plioceno de La Paz.

Región de Ovejuyo. Este afloramiento se encuentra cerca del relieve de la Cordillera Real. Los aportes conglomeráticos son muy importantes. No se conoce la base del Plioceno en este lugar. El afloramiento comienza con 10 m de niveles lacustres laminados: pequeños bancos arcillo-arenosos, pasajes de arcillas arenosas blancas a facies palustres (trazas de plantas), arcillas grises, materia orgánica en pequeños bancos muy negros, todo recubierto por arenas rojas con algunos clastos de gravas.

Estos niveles lacustres están recubiertos por un complejo depósito de conos aluviales muy espesos (300 m). Estos conos están alimentados por los relieves de la Cordillera y están compuestos por varias secuencias principales que varían de 10 a 30 m de espesor.

- Las secuencias comienzan por niveles de gravas. Su base descansa generalmente sobre un nivel de sedimentos más finos y alterados (paleosuelo).
- La secuencia de base está constituida de material fino a medio. Los clastos de esquistos y cuarcitas paleozoicas están englobados en una matriz fina arenosa. Se observan lentes de arcilla y arena de 30 a 40 cm de espesor y varios metros de longitud. También están presentes gravas más gruesas.
- Las secuencias siguientes se cargan más en material grueso y el porcentaje de limo y arena disminuye; los bancos de gravas se hacen más espesos, aunque es posible observar algunos lentes de limas y arenas.
- La parte superior del afloramiento está conformada por material grueso y el diámetro de los clastos llega a 40 cm de diámetro. Los bancos de gravas son masivos y espesos.

Estas características son típicas de un cono estrato-creciente, y grano-creciente. El conjunto de esta acumulación alcanza 300 m, lo cual indica una

duración larga de sedimentación de una gran parte del Plioceno y una gran movilidad de los relieves de alimentación.

Los sedimentos que se hallan por encima de los conos aluviales son también conglomerádicos, con espesores que llegan a 100 m. Probablemente una parte corresponde al límite Plioceno-Pleistoceno y el resto constituye la Formación Purapurani, fluvial intercalado por niveles glaciares hacia la parte superior.

Río abajo de estos conos aluviales, la sedimentación lacustre o fluvio-lacustre, según los lugares, continúa. El material es generalmente muy fino, arcilloso o arcilla-arenoso. La secuencia comienza por niveles de gravas de 0,5 a 1 m de espesor. Las gravas incluidas en una matriz arenosa. No se distinguen clastos imbricados, como en la unidad subyacente del cono. Los niveles siguientes están conformados por material arcilloso o turboso. La secuencia termina con niveles arcillosos grises de 2 m de potencia. Se constata que cada secuencia es transgresiva sobre las precedentes. El conjunto de estas secuencias es regresivo sobre los conos aluviales.

Relación entre los relieves y los depósitos

Las observaciones del conjunto de la cuenca y los diferentes contactos entre rocas antiguas y el Plioceno no permiten constatar el mismo dispositivo de conos aluviales o de niveles detríticos gruesos descritos para los bordes de la cuenca.

- Así, en el centro de la cuenca, alrededor de la serranía de Aranjuez, el Plioceno lacustre fino viene a hundirse en los relieves del Paleozoico y el Cretácico, presentando solamente algunos niveles de gravas, sin un verdadero conglomerado de base (Bles & Ballivián, 1977).
- Igualmente, al Oeste, en Loma Ventilla, el Plioceno termina sobre un relieve de falla sin que la sedimentación fina sea perturbada. Estos relieves debieron estar relativamente estables y las fallas poco activas en esta época. Durante el

Cuaternario, la actividad del Plioceno llega a ser importante.

- Al Este, en cambio, la sedimentación es gruesa, lo cual indica que la Cordillera Real sufrió un solevantamiento continuo y su relieve alimentó los conos a la salida de los valles. Estos conos son la expresión sedimentológica de un margen móvil en sistema continental.

El análisis detallado de la cuenca de La Paz muestra una doble evolución en su sedimentación:

- una evolución espacial: diferencia de sedimentación en el centro de la cuenca (profunda) y en los bordes (superficiales)
- una evolución en el tiempo: la sedimentación comienza por una facies lacustre generalizada e

Este cambio brusco en la sedimentación (del Plioceno) indica una evolución rápida durante el pasaje Plioceno-Pleistoceno, marcado por modificaciones tectónicas (solevantamiento) y sobre todo climáticas.

Estas manifestaciones no están limitadas a la cuenca de La Paz, ya que el Plioceno se encuentra bien repartido en el conjunto del Altiplano (Taraco, Huatajata, Topohoco, Eucaliptos-Soledad, la Formación Aroma, Umala, Curaguara de Carangas).

Las glaciaciones antiguas

Glaciación Patapatani . Dobrovolny (1962), describió una ceniza volcánica bastante lenticular y contaminada por sedimentos fluviales, situada en la parte alta del río Choqueyapu, denominándolo toba Patapatani, que sería equivalente a la toba Chijini (aunque la toba Patapatani se encuentra a 80 m encima de la toba Chijini). Por lo tanto, el depósito glacial situado por debajo de la toba (Glaciación Patapatani) se ubicaría en el Plioceno. Servant (1977) denomina la misma toba (Patapatani) con el nombre de toba Sopari. Para este autor la toba sería más reciente, Cuaternario, intercalada entre las glaciaciones Calvario y Kaluyo.

Aproximadamente, a 3 km río abajo de la región de Patapatani, Clapperton (1979) describe un depósito glaciar (7 m de espesor) cubierto por una toba volcánica (toba Chijini). Dataciones isotópicas (K/Ar) de la toba arrojaron edades de 3,27 - 0,14 y 3,28 - 0,13 Ma respectivamente. En base a estas dataciones el autor concluye indicando que la hipótesis de Dobrovolsky acerca de la existencia de una glaciación anterior a la toba Chijini es correcta. Por lo tanto, la primera glaciación en Bolivia se situaría en el Plioceno. Lavenue *et al.*, (1985), realizan dataciones de la toba (Patapatani o Chijini) y obtienen una edad de 2,8 - 0,1 Ma, o sea la misma edad que la toba Chijini. Confirmando, según éste autor, las interpretaciones de Dobrovolsky.

En la actualidad, este problema cronoestratigráfico subsiste, pese a las dataciones isotópicas realizadas por Lavenue *et al.* (1985) y a las dataciones y descripción de Clapperton de un afloramiento muy reducido, puntual y afectado por deformaciones tectónicas y movimiento de masas.

Glaciación Calvario. En los afloramientos situados al Noreste de la ciudad de La Paz, se observa el desarrollo de un episodio fluvial importante posterior a la Formación La Paz, denominado grava Pre-Calvario. Este episodio fluvial presenta varios paleocanales. Algunas veces es posible observar facies de flujos de barro. Los espesores pueden alcanzar algunas decenas de metros. Los clastos de granitos y de cuarcitas son abundantes, con tamaños medios que varían de 10 a 20 cm. Los tamaños máximos pueden alcanzar hasta 1 m de longitud. Los clastos no presentan estrías, lo que descarta un origen glaciar.

Entre la Formación La Paz y los niveles Pre-Calvario podemos observar zonas de alteración que varían de algunas decenas de centímetros a varios metros (Ballivián *et al.*, 1978).

La formación glaciar Calvario; corresponde a un till de color gris azulado a amarillento (Bles *et al.*, 1977). Es una mezcla heterogénea de gravas y bloques que

pueden medir 1 m de diámetro (principalmente granitos). La matriz poco abundante, compuesta de limos y arenas. La parte superior de este till presenta pasajes de gravas fluviales o fluvioglaciares de algunos metros de espesor. El espesor máximo de esta acumulación puede alcanzar 90 m. Hacia el Sud de la cuenca, este nivel se adelgaza y desaparece completamente.

Este periodo glacial sería la primera glaciación Cuaternaria de Bolivia según Servant, 1977, Ballivián *et al.*, 1978.

Formación Purapurani - Esta formación fluvial corresponde a un interglacial. Esta se sitúa encima de la Formación Calvario o algunas veces directamente sobre la Formación La Paz cuando la glaciación Calvario ha sido erosionada.

Bles *et al.* (1977) distinguen dos facies:

- Al centro de la cuenca (Oeste, Sud Oeste de la ciudad de La Paz), la parte inferior de la formación está constituida por arcillas gris azuladas, limos, arenas y gravas. Varios niveles de lignitos se intercalan. Esta facies lacustre de 80 m de espesor se asemeja bastante a la Formación La Paz.
- Al Norte y Este de la cuenca, también en el centro, encima de la facies lacustre, la Formación Purapurani se hace más conglomerádica. La estratificación poco visible está marcada por pequeños niveles de limos ocreos. El espesor de los conglomerados alcanza 300 m. Los clastos miden 10 cm como promedio, pero pueden alcanzar hasta 40 cm de diámetro máximo. La matriz es poco abundante, representa apenas un tercio de todo el material.

La disposición de este material se asemeja a los conos aluviales. Se observan paleosuelos (niveles de alteración roja) con espesores de 2 a 4 m en ChuquiagUILlo. Según los autores, esta formación tendría entre 245 y 400 m de potencia.

Una superficie de erosión importante corta la Formación Purapurani (Ballivián

et al., 1978; Bles *et al.*, 1977; Dobrovolny, 1962), responsable de la desaparición de la Formación Purapurani hacia el Norte, en el río Kaluyo, allí donde la toba Patapatani o Sopari pone en contacto dos niveles glaciares Calvario y Kaluyo (Lavenue, 1986).

En el valle del río Chuquiaguillo (Noreste de la ciudad de La Paz), una toba ubicada, según Lavenue *et al.* (1985), cerca de la base de la Formación Purapurani, fue muestreada y datada por el método K/Ar, obteniendo una edad de 1,6 Ma, lo que situaría a esta formación (Purapurani) en el Cuaternario.

La posición estratigráfica de esta toba (toba Chuquiaguillo) plantea igualmente problemas de interpretación:

Los trabajos de BRGM (Bureau Régional de Géologie Minière, 1977) y Ballivián (1978) ubican esta toba encima del nivel 3 de erosión, poniendo en contacto la Formación glacial Kaluyo sobre la Formación Purapurani.

Mientras que Lavenue (1986) ubica este nivel de toba en la base de la Formación Purapurani.

Considerando que los depósitos, tanto inferiores como superiores a la toba Chuquiaguillo, son fundamentalmente conglomerádicos, resulta difícil diferenciar si las gravas inferiores pertenecen a la fase conglomerádica de la Formación La Paz, a las gravas Pre-Calvario o gravas Purapurani. De acuerdo a nuestras observaciones parecería que esta toba es equivalente a la toba Chijini, desplazada por actividad tectónica.

Glaciación Kaluyo - En la obra de Dobrovolny (1962), luego de la Formación Purapurani sigue la formación glacial Milluni, compuesta de dos miembros: inferior y superior, separados por una fase de erosión. Para Servant (1977), en realidad esta glaciación corresponde a dos episodios glaciares:

- El miembro Milluni inferior, denominado glaciación Kaluyo, compuesto de sedimentos glaciares o flujos de till, en los cuales los bloques rocosos se encuentran estriados, también puede estar compuesto por sedimentos fluvio-glaciares con poca matriz arcillosa. El espesor de esta Formación puede alcanzar 100 a 150 m. Las formas, como los depósitos no están bien definidos en la morfología ni en los afloramientos. En forma general, estas formaciones antiguas están frecuentemente retrabajadas por flujos de barro.
- Una fase muy importante de erosión y alteración con acumulación ferruginosa, bien marcada en la morfología de la cuenca (Glacis III; Servant, 1977), separa el miembro superior de la Formación glacial Milluni, que ha sido denominada como Formación Chacaltaya en los trabajos de BRGM, y glaciación Sorata por Servant (1977).

Glaciación Sorata - Posterior a la elaboración de la superficie de ablación durante el interglaciar Kaluyo-Sorata (glacis II) y posterior a su disección que alcanza 30 a 40 m de profundidad, se deposita el material glacial o flujo de till del episodio de la glaciación Sorata. Estos depósitos presentan formas de relieves amplios, de arcos morrénicos correspondientes a las morrenas laterales. En algunos sectores, estas morrenas se superponen al pedimento o glacis III. Estas acumulaciones están constituidas de bloques y clastos subangulares y estriados, englobados en una matriz arcillosa de color gris azulado a amarillento.

Después de la glaciación Sorata, los piedemontes de la Cordillera fueron disectados por una erosión fluvial, en parte ligada a un descenso del nivel del lago Titicaca (Servant & Fontes (1978). Sin embargo, el factor principal de la disección de la cuenca de La Paz fue la erosión regresiva de un afluente del río Beni que cortó la Cordillera Real, capturando una parte de la red hidrográfica del Altiplano.

A partir de este período, los niveles de la base de los ríos cambiaron en el Altiplano y en el valle de La Paz. En el transcurso del socavamiento del río La Paz, se pueden distinguir varias fases de avances y retrocesos glaciares, como etapas

sucesivas de profundización marcadas por terrazas situadas a diferentes alturas.

Formación de valles y glaciación Choqueyapu – Aguas arriba de los valles principales, es posible poner en evidencia avances glaciares marcados por arcos morrénicos bien conservados y poco alterados, encajonados en los valles. Troll et al. (1935) presentan un perfil transversal del río Kaluyo en la región de Patapatani y proponen la siguiente interpretación: después de una primera disección (C1) de los depósitos preexistentes, un glaciar (M1) ocupó el fondo de los valles y corresponde a los relieves morrénicos laterales de la glaciación Choqueyapu I; una nueva fase de disección (C2) profundiza los valles; posteriormente, se instala un último avance glaciar (M2), o sea Choqueyapu II, elaborando de esta forma el perfil actual del valle de La Paz.

Para Guguel (1976), la disposición de este perfil estaría fundamentalmente elaborada por dos deslizamientos importantes y no así por depósitos morrénicos. Servant (1977), considera un deslizamiento anterior a M2 y sólo la parte superior correspondería al último avance glaciar. Las interpretaciones geomorfológicas de Malatrait (1977), efectuadas en la parte alta del mismo valle indican igualmente dos avances glaciares sucesivos: Choqueyapu I y II.

En la región de Patapatani, los depósitos de la última glaciación (Choqueyapu II) represaron las aguas del río Kaluyo formando un pequeño lago que funcionó hasta el Holoceno superior. Se observa en la base un depósito lacustre compuesto de arenas finas y arcillas, en la parte superior predominan las gravas limo s y turbas indicando un carácter palustre, una de estas turbas fue datada por el método del 14C dando una edad de 9500 años AP (Dobrovoly, 1962).

La evolución de los valles, aguas abajo, muestra que el ahondamiento de los valles fue interrumpido al menos por tres veces. Los trabajos anteriores (Ballivián *et al.*, 1978; Dobrovolny, 1962; Troll, 1935) han individualizado tres terrazas sucesivas: 1) La Terraza Pampasi a 300 m por encima del río actual, compuesta de gravas, 1 a 20 m de espesor. Esta gravas fluviales (Troll *et al.*, 1935), corresponderían mas bien a un deslizamiento antiguo, ubicado sobre una superficie de erosión (Bles *et al.*, 1977). 2) La terraza Irpavi situada a 260 m encima del río actual, es poco conocida por su poca exposición, a esta fase corresponderían también las terrazas de Villa Victoria y Cementerio, ya que se ubican a la misma altura. 3) La terraza **Miraflores**, a 40 m sobre los ríos actuales, está mejor representada y conservada que las anteriores. Compuesta de gravas y bloques con matriz arenosa, observable en casi todo los valles, se caracteriza, aguas arriba, por el desarrollo de grandes abanicos en los bordes laterales.

Un flujo de barro muy importante se origina en el valle de Achocalla afluente del río La Paz y se deposita por encima de la terraza Miraflores. Este flujo de barro bloqueó el curso del río La Paz originando un lago aguas arriba (Dobrovolny, 1962) (Fig. 11).

Una fase de disección siguió al depósito de las gravas Miraflores y del flujo de barro de Achocalla. Una terraza baja se construye en casi todos los valles, compuesta principalmente de gravas, limos y arenas, con turbas intercaladas que constituyen las terrazas holocenas.

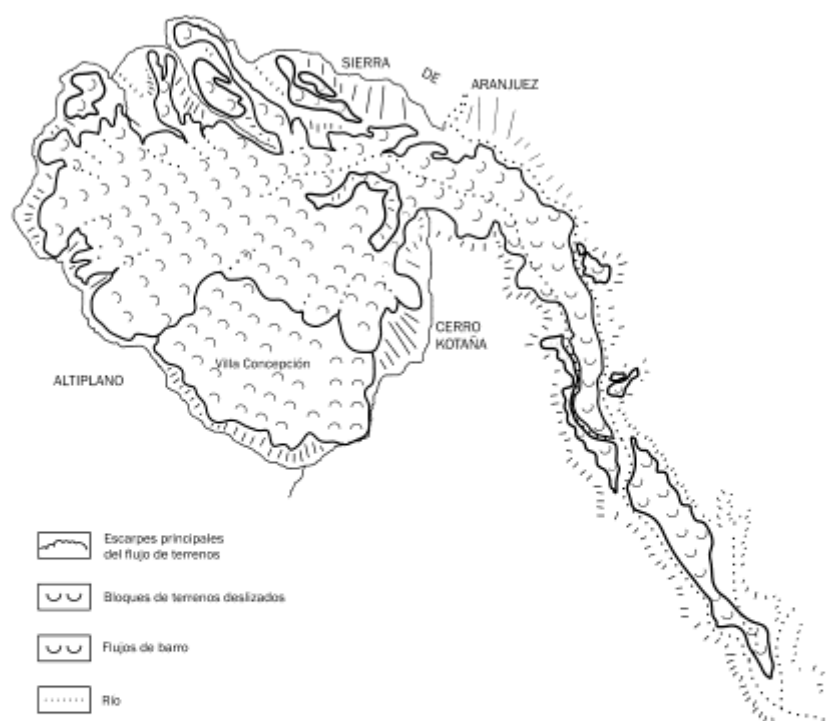


Figura 6.4: Flujos de terreno de Achocalla.

CORDILLERA REAL

La evolución geodinámica y la litoestratigrafía del Plio Cuaternario ha sido establecida por estudios geológicos detallados y sistemáticos de los depósitos de piedemonte de esta Cordillera (Argollo, 1980 y 1982).

Plioceno

Los afloramientos correspondientes a esta época son bastante reducidos en relación a la cuenca de La Paz. Sin embargo, a 30 km. al Noroeste de la ciudad de La Paz, se deposita sobre el margen derecho del Río Pampasi, un afloramiento, aislado directamente sobre las rocas del Paleozoico.

Esta acumulación presenta las siguientes variaciones litológicas en su sedimentación de la base se encuentran bastante alterados, algunos completamente arenizados; en la parte superior de es

Una colina situada al Noreste de la localidad de Peñas, compuesta de conglomerados con elementos de cuarcitas, esquistos, arenas y granitos alterados, está recubierta por depósitos glaciares antiguos.

En el flanco Este de la Cordillera Real se encuentra la cuenca de Tipuani, rellena por sedimentos detríticos gruesos y sedimentos fluvio-lacustres finos correspondientes a la Formación Cangalli, que es asimilada al período Mio-Plioceno.

Cuaternario Inferior: Las Glaciaciones Antiguas

Los depósitos de las primeras glaciaciones del piedemonte de la Cordillera Oriental, incluida la glaciación Kaluyo, son denominados en su conjunto formaciones antiguas.

Sobre el margen derecho del Río Pampasi (30 km sobre la carretera La Paz-

Huarina) depósitos del Plioceno están recubiertos por dos unidades litoestratigráficas: una fluviátil y otra glacial. La unidad inferior de 16 metros de espesor está conformada por cantos de esquistos, cuarcitas y areniscas, cuyos tamaños máximos alcanzan a 20 cm; están englobados en una matriz arenosa, gradualmente esta unidad pasa a gravas más gruesas con la presencia de algunos cantos de granitos, este conjunto es asimilado a las gravas pre-Calvario(Argollo, 1982).

- La unidad superior, de 25 m de espesor, tiene una litología arcillo-arenosa con bloques (1 - 2 m de diámetro) y cantos de tamaños variables, de esquistos, cuarcitas y granitos; son comparables con la Formación Calvario de La Paz. Los afloramientos correspondientes a esta glaciación se encuentran en el valle de La Paz a 3700 m de altura. Por su gran extensión lateral (6 km) se considera como una glaciación de piedemonte, antes que una glaciación de valle.

Los depósitos del interglaciar Calvario-Kaluyo y los depósitos de la glaciación Kaluyo, presentes en la estratigrafía del valle de La Paz, no han sido identificados en el piedemonte de la Cordillera Real, probablemente están recubiertos por depósitos más recientes.

Cuaternario Medio

Durante este período, el piedemonte de la Cordillera Real ha sido el sitio de una sucesión compleja de fases de erosión, de pedogénesis y de avances glaciares. Esta evolución ha sido reconstituida a través del estudio de varios perfiles geológicos y geomorfológicos a lo largo del piedemonte de la Cordillera Real. Estos perfiles están localizados sobre los ríos Pampasi, Sorechata, Sehuenca, Chiar Jokho, etc.

Perfil 1 . Transversal a los ríos Sorechata y Pampasi en su parte superior,

presenta la siguiente sucesión litológica: un substrato correspondiente a las formaciones antiguas, caracterizado por la presencia de cantos de granitos fuertemente arenizados. Sobre estas formaciones se desarrolla una superficie de erosión inclinada hacia el Suroeste con una pendiente de 2 a 3 grados. Los testigos de esta superficie (G III) se sitúan a 80 m encima del nivel actual de los ríos. Una segunda superficie de poca extensión situada a 20 ó 25 m más bajo es atribuida al glacis IV (G IV). Esta última superficie es erodada y disectada por los valles actuales, donde se conservan algunos testigos de terrazas fluviales de edad Cuaternario reciente.

Perfil 2 . Situado a 2 km río abajo del precedente, presenta: un substrato similar al anterior afloramiento, cortado por una superficie morfológica G III, descrito anteriormente, fue disectado y posteriormente colmatado por un depósito de origen glaciar, compuesto de clastos y bloques de cuarcitas, esquistos y granitos, en una matrix arcillosa. El aspecto morfológico de esta acumulación es de un cono de deyección. No se trata de una morrena glaciar sino más bien de un flujo de till.

Perfil 3 . Situado a 2 km río abajo del perfil anterior, presenta la siguiente secuencia:

- un substrato Paleozoico en contacto con terrenos Terciarios;
- una superficie de erosión que corta las rocas Paleozoicas, se sitúa a 35 m encima del nivel del río actual. Hacia el Este esta misma superficie corta depósitos de las formaciones antiguas;
- una fase de erosión y disección (CI) de la superficie de ablación (G III) de aproximadamente 30 m en la parte superior de los ríos;
- una acumulación gravosa de 4 a 10 m de espesor, compuesta de arenas y gravas (cuarcitas, esquistos, areniscas y granitos) con tamaños máximos de 30 cm, ha sido identificada como Grava pre-Sorata (GPS);
- un flujo de till, de 10 a 15 m de espesor, descrito en el perfil anterior (FTS);

- un glacis (G IV), de extensión reducida, recorta localmente los flujos de till Sorata y las formaciones antiguas. Este glacis es erodado y disectado por los ríos actuales.

Perfil 4 - Transversal a los ríos Condoriri y Tuni presenta las siguientes fases de erosión y acumulación:

- Un substrato conglomerádico más o menos arcilloso, correspondiente a las formaciones antiguas.
- Una superficie de erosión, morfológicamente bien conservada, con pendiente de 3° hacia el Sur-Oeste. Una disección y profundización de más de 80 m.
- Acumulación de arcos morrénicos, de formas redondeadas y bien conservadas. Río abajo estos depósitos pasan a formas de abanicos de flujos de till Sorata (FTS) y se depositan encima de las gravas pre-Sorata (GPS), de 4 m de espesor.
- Estos depósitos de flujos de till han sido retrabajados por una superficie de erosión bastante reducida (glacis IV).
- Una fase de erosión y disección (C2) anterior a la sedimentación del Cuaternario reciente.

Perfil 5 . A lo largo del río Chiar Jokho se observa la siguiente sucesión:

- un substrato de las formaciones antiguas;
- una superficie de erosión, morfológicamente plana, ligeramente inclinada hacia el Sur-Oeste, con pendientes variables de 1 a 6°, equivalentes al glacis III;
- una fase de erosión y disección;
- una acumulación de flujos de till Sorata, caracterizado por su morfología de abanicos;
- una nueva fase de erosión y disección de poca magnitud; el fondo de estos valles está tapizado por material grueso mal clasificado de grandes conos de deyección. Los ríos que han alimentado la sedimentación de estos materiales han sido retrabajados

por las morrenas de la última glaciación (M. Choqueyapu). El cono aluvial es entonces anterior a esta glaciación.

Síntesis estratigráfica y extensión lateral de las formaciones

El período examinado aquí está subdividido en referencia con el corte de La Paz en tres partes: el interglaciar Kaluyo/Sorata, la glaciación Sorata, el interglaciar Sorata/Choqueyapu.

Interglaciar Kaluyo-Sorata

Glacis III - En el conjunto del piedemonte de la Cordillera Real, subsisten testigos de grandes extensiones de una superficie de erosión plana, inclinada hacia el Sur o Suroeste con una pendiente de 1 a 3%. Esta superficie recorta principalmente los terrenos poco consolidados del Cuaternario antiguo y localmente, las formaciones paleozoicas. En sus cabeceras presenta una superficie cóncava ligada a los relieves paleozoicos de la Cordillera o de las colinas terciarias en zonas más bajas. Este glacis está fuertemente entallado en las partes altas del piedemonte y se sitúa a 80 y 100 metros encima del fondo actual de los ríos. El desnivel disminuye progresivamente río abajo, situándose solamente a algunos metros al nivel de la ruta La Paz Achacachi. A partir de esta zona existe una convergencia con superficies morfológicas más recientes.

Los cortes producidos por los ríos, al igual que una trinchera del acueducto, muestran que la cobertura detrítica es poco espesa o prácticamente inexistente.

Este glacis está bien conservado en la zona comprendida entre La Paz y los ríos Tuni y Condoriri. En cambio, es poco aparente hacia el Noroeste (río Kelluani). Aquí la Cordillera ha sufrido deformaciones tectónicas importantes que han complicado la morfología. Se observa una falla donde el rechazo puede ser del orden de 200 a 300 metros a lo largo del río Keka. Más al Noroeste, al pie del macizo granítico del Illampu, una superficie fuertemente inclinada (5%) corresponde al

glacis III, deformado probablemente por un solevantamiento de la Cordillera. Muchas fallas sin consecuencias morfológicas espectaculares son observadas en el piedemonte. En su mayoría son fallas normales, paralelas a la Cordillera, sus rechazos son del orden de algunos metros.

Gravas pre-Sorata (GPS) - La génesis del glacis precedente fue seguida por una fase de disección y profundización bien marcada en las partes altas del paisaje. Sin embargo, sus efectos son difíciles de distinguir en las profundizaciones posteriores. En las partes bajas, luego de una disección poco profundizada del glacis, se observa la acumulación de grandes abanicos aluviales, bien visibles y representados por 4 a 10 metros de espesor de gravas entre La Paz y Peñas.

Estos abanicos, río abajo, convergen con otras superficies morfológicas cuaternarias. Entre Peñas y la región del Illampu esta acumulación no ha sido observada en los perfiles, sin embargo, las terrazas aluviales situadas en el fondo de los ríos, principalmente el Keka, son asimiladas a las gravas pre-Sorata. En los valles al pie del Illampu, terrazas fluviales están recubiertas por los flujos de till Sorata.

Glaciación Sorata

Esta glaciación ha dejado depósitos morrénicos bien conservados a lo largo de la Cordillera Real, sea en forma de potentes arcos morrénicos, o sea en forma de flujos de till.

Morrenas - Las morrenas de la glaciación Sorata se sitúan arriba de los 4200 metros de altura. Son depósitos de gran extensión, 6 a 7 kilómetros de longitud, 60 a 150 metros de alto y 100 a 200 metros de ancho en su parte central. Presentan formas alargadas, arqueadas y redondeadas.

Algunas lenguas glaciares han penetrado en los valles y han formado

morrenas laterales aguas arriba durante el período precedente, pero también han desbordado frecuentemente sobre la superficie de erosión, el glacis III.

Flujos de till . Río abajo de los depósitos de morrenas, se observan formas de grandes abanicos con superficies onduladas, cuyos límites inferiores llegan hasta 4000 metros de altura. Su composición litológica es similar a la de las morrenas, lo cual sugiere que estos depósitos son producto de la removilización de los depósitos glaciares en forma de flujos de till.

Los depósitos de la glaciación Sorata han sido afectados por deformaciones tectónicas. Grandes lineamientos de dirección Noroeste-Sureste afectan las morrenas Sorata en la región de las lagunas Labrahuani, Khara Kota. En la región del río San Francisco, un gran lineamiento afecta las formaciones antiguas y los depósitos de la glaciación Sorata.

Interglaciación Sorata/Choqueyapu

Este interglaciación está principalmente marcado por una erosión del piedemonte con individualización de un glacis de poca extensión (G IV), además por trazas de pedogénesis, erosión y disección.

Los suelos. La fase de pedogénesis que ha seguido a la glaciación Sorata está representada por raros testigos de paleosuelos, caracterizados por horizontes alterados en la parte superficial de los flujos de till.

La erosión. Durante el interglaciación, una disección muy importante ha tenido lugar al Oeste y al Este de la Cordillera Real (región de La Paz, región del Illampu). Esta disección es el resultado de una captura de la red hidrográfica del Altiplano por la red amazónica. En los sectores donde esta captura no ha sido posible la disección es más difícil de evaluar. En efecto, el fondo y las pendientes de

los valles está tapizado por morrenas de la última glaciación (Choqueyapu), lo que impide determinar con precisión la evolución anterior de los valles. Río abajo, la disección es aparente sólo en algunos sectores, claramente en el río Sorata. Aquí fue seguida por la elaboración de un glacis de ablación (glacis IV) poco extenso. Esta superficie se observa en numerosos puntos especialmente en la parte Sureste de la Cordillera Real.

Esta superficie recorta el flujo de till Sorata, que en el sector Noroeste de la Cordillera no está claramente identificado.

Sin embargo, se observa una disección de la fase de pedogénesis, la acumulación de grandes abanicos aluviales (región de Río San Francisco, Illampu).

Cuaternario Reciente. El paisaje al final del Cuaternario Medio

La topografía del piedemonte de la Cordillera Real ha sido estructurada en sus grandes líneas al final del Cuaternario medio.

- Entre la zona del macizo del Illampu y la región de La Paz, la captura de la red hidrográfica del Altiplano por la cuenca amazónica provocó la individualización y profundización de los valles que alcanzan a varias centenas de metros de profundidad (Río Sorata, Río La Paz y sus afluentes).
- Entre estos dos sectores, el piedemonte, caracterizado por una superficie morfológica mayor (glacis III), ha sido profundamente disectado:
 - a) una erosión río arriba controlada por grandes lineamientos tectónicos aisló el piedemonte de la cadena montañosa, en la parte alta de los ríos San Francisco, Tuni y Milluni, que están directamente alimentados por las aguas de la Cordillera;
 - b) una erosión más local y menos profunda permitió la individualización de valles no conectados, a la cadena montañosa (ríos Sorechata, San Roque).

Los avances glaciares recientes se instalaron en los valles directamente relacionados aguas arriba con los glaciares actuales. En estos valles se encuentran

los depósitos morrénicos de la última glaciación.

En otros sectores, la evolución del paisaje se realizó fuera del dominio de la extensión de los hielos; el Cuaternario reciente está exclusivamente representado por secuencias fluviales, separadas por superficies de erosión local.

Evolución de los valles conectados a la Cordillera

En estos valles la Cordillera presentan una parte alta (río arriba) con depósitos morrénicos y una parte baja (río abajo) caracterizada por la acumulación de abanicos aluviales.

Perfil de río Kaluyo - Este perfil es transversal al río Kaluyo en la región de La Paz. Se observan dos acumulaciones morrénicas: una (M1) que se conserva sobre el flanco Oeste y la otra (M2) en el fondo del valle. Esta morfología ha sido objeto de interpretaciones divergentes:

Troll *et al.* (1935), atribuyen los depósitos morrénicos de M1 y M2 a dos avances glaciares máximos separados por un período de retroceso y de erosión. Maltrait (1977) confirma esta interpretación por medio de un análisis i geomorfológico del valle alto del río Kaluyo. Goguel (1966) adopta una interpretación totalmente diferente: M1 y M2 corresponderían a un deslizamiento de las formaciones glaciares antiguas aflorantes en los flancos del valle. Ballivián *et al.* (1978) mantienen la interpretación de Troll.

El examen de un nuevo perfil ha permitido resolver estas diferencias de opinión sobre un sitio de referencia: saber si realmente han existido dos avances glaciares máximos durante el Cuaternario reciente.

- El perfil del Río Tuni (Laguna Chulluni)* - Un perfil transversal sobre el Río Tuni, situado a 4200 m de altura, presenta la siguiente sucesión de erosión y acumulación :
- después de una fase de erosión (E 1) de las formaciones antiguas y de los depósitos de la glaciación Sorata, el valle ha sido tapizado por una primera generación de depósitos morrénicos (Ch. I) que descienden hasta 4100 m de altura;
 - una nueva fase de erosión (E2), ligada a ChII retroceso glaciar, fue seguida por una segunda generación de morrenas (Ch. II), que presenta formas arqueadas poco desgastadas por la erosión.

Aquí ningún argumento permite la intervención de la acumulación de depósitos glaciares por deslizamiento a partir de los flancos de los valles. La presencia de dos avances glaciares está confirmada.

Perfil del río San Francisco. En la parte baja del valle Sa Francisco, una morrena encajonada en las formaciones antiguas, re trabaja fragmentos de turbas (ech. 453) o recubre depósitos de arcillas y turbas (ech 458) de 70 cm de espesor. Estos afloramientos son observados en varios puntos de la Cordillera. Las dos muestras de turbas fueron fechadas por el método 14C obteniéndose edades de $35\,650 \pm 500$ Y de $33\,520 \pm 460$ años AP respectivamente. Podemos afirmar que el último máximo glaciar e esta región es posterior a 33 000 años AP.

Regresión glaciar después del último Pleniglacial

Después del último máximo (Ch. II) en los valles conectados directamente a la Cordillera, el retroceso de los glaciares está representado por una sucesión d morrenas que marcan períodos de estabilización o de avances menores. L morfología de estos valles muestra al menos 4 grupos de morrenas. Sin embargo la falta de elementos de datación en estos afloramientos no permite establecer un,

cronología precisa de estos depósitos.

Los únicos afloramientos significativos conocidos hasta ahora en la Cordillera Real se sitúan en el valle del río Chuquiaguillo, afluente del río La Paz.

Perfil de la Tranca de tránsito (Chuquiaguillo). Este perfil presenta la siguiente sucesión de erosión y acumulación:

- un sustrato Plio-Cuaternario conglomerádico y arcilloso, entallado de 300 m de profundidad;
- en el fondo del valle morrenas espesas, bastante erodadas;
- un abanico aluvial, asociado a la erosión y disección;
- un cono detrítico asociado a nuevas fases de disección y erosión de los flancos de los valles (E2). Este cono de 4 m de espesor, situado directamente sobre materiales glaciares, presenta en la parte inferior una alternancia de limos orgánicos y gravas, separados por superficies de erosión. La base de esta secuencia ha sido fechada por el método del ^{14}C en 12 350

± 100 años AP y la parte superior, conformado principalmente por capas de gravas en 1425 ± 80 años AP. Los únicos afloramientos significativos conocidos hasta ahora en la Cordillera Real se sitúan en el valle del río Chuquiaguillo, afluente del río La Paz.

Un segundo afloramiento situado a 4 km río arriba del precedente, atrás de una morrena frontal post Ch. II, presenta la siguiente sucesión:

- depósito glacial (morrenas);
- gravas angulosas (coluvio) de espesor indeterminado;
- 0 a 70 cm de turbas con lentes de arcilla y gravas;
- 100 cm de arcillas con bloques y clastos mal clasificados;
- superficie de erosión;
- 50 a 100 cm de coluvio, compuesto de esquistos paleozoicos, con niveles lenticulares de turbas en la base.

En la base de la turba 2 (80/15) una muestra ha sido fechada por ^{14}C en 9915 \pm 80 años AP. Podemos concluir que esta morrena es anterior a esta fecha, por lo tanto se sitúa en el período tardiglacial.

Terrazas fluviales en la parte baja de los valles glaciares - Dos fases de acumulación fluvial son identificadas en las partes bajas de los valles glaciares; sin embargo, es difícil precisar la posición estratigráfica en relación con los avances glaciares. En la confluencia de los ríos Tuni y Condoriri, se observan dos terrazas encajonadas en el glacis IV y el flujo de till Sorata. Estas terrazas se ubican a 8 y 4 m respectivamente, en relación al nivel actual de los ríos. Estas dos terrazas río abajo convergen rápidamente con el glacis IV.

A la salida de los valles glaciares generalmente se observan dos abanicos aluviales fácilmente diferenciables en fotos aéreas. Estas acumulaciones corresponden a las erosiones durante las fases interestadiales de la última glaciación.

Evolución de los valles sin conexión con la Cordillera

Durante el período en que los grandes valles conectados a la Cordillera fueron ocupados por los glaciares en sus partes altas, los valles no conectados a la Cordillera tuvieron su propia evolución. Pequeñas morrenas se formaron en algunos circos glaciares, situados en las partes altas de las pequeñas cuencas, pero los fenómenos dominantes son una alternancia de erosión y de acumulación en un medio fluvial.

Río Sorechata . Tres terrazas fluviales fueron identificadas en este río.
En la terraza 1: Depósitos esencialmente compuestos de gravas, de la base al

tope se observa:

- 2 a 8 m de gravas mal clasificadas, matriz arenosa, color rojizo, compuesta de esquistos, granitos y cuarcitas más o menos redondeados de tamaños máximos de 15 cm;
- 0,90 m de arcillas grises, laminadas con lentes de gravas y turbas intercaladas (ech.489);
- 0 a 2 m de gravas mal clasificadas con matriz arenosa de color rojo. La parte superior de estos depósitos se encuentra a 11 ó 12 metros por encima del nivel actual de los ríos. Esta superficie constituye una superficie morfológica neta, puede ser seguida de manera continua a lo largo del perfil longitudinal del río. Es conocida como terraza Sorechata I, encajonada en el glacis IV. Esta terraza es posterior al interglaciar Sorata/Choqueyapu. La datación por el método del 14C del nivel de turba arrojó una edad de más de 42.000 años AP.

Los mismos depósitos son observados a 2 km río abajo del afloramiento anterior, sobre el flanco norte del valle. Estos depósitos corresponden a conos de deyección alimentados por las quebradas estrechas y profundas que disectan el glacis II. En el detalle se observa una compleja secuencia de acumulación y erosión:

- en la base, 3 m de gravas gruesas, redondeadas con pátina ferruginosa;
- una superficie de erosión;
- 20 cm de arcillas con niveles de turbas, erodadas en su parte superior;
- 100 cm de gravas y clastos mal clasificados;
- 100 cm de limos con lentes de gravas, recubiertos por una turba decimétrica (ech. JA 6);
- una superficie de erosión;
- 50 a 250 cm. de gravas con lentes de limos.

La muestra ech. JA. 6, ha sido datada en más de 40.000 años AP. Una terraza

baja denominado terraza Sorechata II, morfológicamente bien visible a lo largo del valle, solo aflora en un punto a 500 m río abajo del perfil precedente. Se observan 3 ó 4 m de espesor con cantos mal clasificados y poco alterados, en su parte central intercalada por una turba de 10 cm. (ech. JA. 2), que fue datada de 16000 - 135 años AP. Finalmente, una terraza baja de 1 a 2 m de espesor, compuesta de gravas en la base, cubierto de limos, gravas y suelo orgánico, correspondientes a una terraza holocena.

El valle de Sorechata muestra la existencia de dos fases mayores de acumulaciones fluviales (Sorechata I y Sorechata II) separadas por una fase de disección. En el detalle se constata que la acumulación ha sido discontinua y episódicamente reemplazada por la erosión. Esta evolución abarca un largo período, antes de 40 000 años AP y posterior a 16 000 años AP. La acumulación de los depósitos de Sorechata II ha sido seguido de una disección, luego una acumulación más o menos fina que será tratado en detalle en otros cortes más completos.

Río Chiarjahuirá . En este perfil se observa la siguiente secuencia de erosiones y acumulaciones desde el tope a la base:

- 20 cm. de limos y arenas de color gris oscuro;
- 60 cm. de limos y turbas de color café oscuro;
- 30 cm. de gravas con elementos de cuarcita, esquistos y granitos no alterados, tamaños máximos de 5 cm,
- 50 cm. de limos y turbas de color gris;
- 20 cm. de limos y arenas grises;
- 100 a 200 cm. de limos, turbas y arcillas de color gris (ech. 469 en la base);
- Superficie de erosión;
- 100 a 200 cm de gravas con matriz arenosa ligeramente ferruginosa, con clastos de cuarcitas, esquistos y granitos no alterados, tamaños máximos de 20 cm;
- 15 cm turba color gris oscuro (ech. 467);
- 60 cm, arcillas, arenas y limos con pasajes gravosos de color gris blanquecino;

- 30 cm, gravas compuestas de esquistos y cuarcitas.

A 100 m río abajo, se observa otra capa de turba decimétrica, intercalada en una serie arcillosa de color gris blanquecina (ech. 468), que en la estratigrafía se ubica debajo de la grava.

La turba inferior, ech. 468, fue datada en más de 30 000 años AP. Mientras que la turba superior ech. 467, dio una edad de 17.370 ± 120 años AP. Todo este conjunto es contemporáneo a los depósitos de Sorechata I y Sorechata II.

La parte superior corresponde a un depósito continuo de sedimentos de limos y arenas, ricos en diatomeas. La base de esta serie (ech. 469), ha sido fechado de 9820 ± 120 años AP.

Corte de una quebrada afluyente del río Sorechata - Sobre el flanco norte del río Sorechata existen quebradas profundas (40 a 60 m) y estrechas (50 a 200 m) encajonadas en el glacis III. Estas quebradas han sido colmatadas en parte por depósitos limo-turbosos y gravosos profundamente afectados por una erosión posterior.

El levantamiento geológico de una de estas quebradas, desde el tope a la base, presenta las siguientes fases de acumulación y erosión:

- **D.** 20 a 150 cm., limos y turbas, gravas en la base;
- Superficie de erosión;
- **C.** 100 a 600 cm, gravas mal seleccionadas, hacia la parte superior pasa a arenas y gravas, con lentes de limos grises. La base es localmente limosa y contiene algunas turbas intercaladas;
- Superficie de erosión;
- **B.** 100 a 200 cm., gravas con interdigitación de turbas en su parte media;

- Superficie de erosión;
- A. 400 a 500 cm. , gravas con matriz arenosa, intercalación de arcillas y turbas.

Los depósitos A y B afloran de manera discontinua en toda la parte alta de la quebrada. Una turba (ech. Y 124), tomada a 1 metro de la base de A fue datada en más de 45 000 años AP. Las turbas de la formación B dan más de 43 000 años AP en la base y $17\,750 \pm 400$ años AP en la parte superior (ech. Y 111 y 124). Estos dos depósitos son contemporáneos a los depósitos de Sorechata I y II. Los depósitos C y D son correlacionados con los depósitos del río Chiarjahuirá, fechado en 9820 años AP.

Río San Francisco - Se trata de un pequeño valle aislado del valle principal por las morrenas del último pleniglaciár, donde un afloramiento presenta las siguientes características desde el tope a la base (Fig. 7.12)

- 0 a 50 cm de gravas fluviales;
- 200 a 300 cm, limas cafés con laminación orgánica que pasa lateralmente a turbas compactas que pueden alcanzar 3 m de espesor. Muestras de turbas tomadas en la base (454) y a 1,80 m hacia la parte superior (455);
- 0 a 100 cm de gravas mal seleccionados localmente con oxidación incipiente;
- Superficie de erosión;
- Morrena glaciár (arcillas, bloques y clastos de toda talla).

Las muestras 454 y 455 fueron fechadas respectivamente de 4550 ± 120 y 3450 ± 100 años AP.

En conclusión, los valles sin conexión con la cordillera presentan una

sucesión muy compleja de fases de acumulación y de erosión. Esta sucesión no es observada de manera completa en ningún punto; las correlaciones entre los cortes son difíciles de establecer de manera detallada. Sin embargo, podemos diferenciar, luego de las observaciones de los afloramientos del río Sorechata, tres períodos mayores de acumulación marcados morfológicamente por tres terrazas encajonadas (Sorechata 1, Sorechata II y la terraza baja). El examen detallado de cada una de estas fases indica que están caracterizadas por una sucesión de acumulaciones y de erosiones, mostrando de esta forma una gran inestabilidad de la morfogénesis y de la sedimentación en estos valles. La evolución se hace por alternancias de fases de erosión y acumulación gravosa y fases de sedimentación de limos y turbas. Esta evolución recubre un largo período. Las dataciones por el método ^{14}C indican, en efecto, que comenzaron antes de 40 000 años AP y que prosigue en la actualidad.

Conclusiones del estudio estratigráfico

El análisis estratigráfico del piedemonte de la Cordillera nos conduce a subdividir la evolución Plio-Cuaternario de este sector en ocho etapas mayores. De lo más reciente a lo más antiguo, estas son:

- A - Un período de retroceso glacial, donde el límite inferior está definido por las morrenas del último máximo glacial. Este límite no ha podido ser datado en esta zona, En la Cordillera de Tunari se situaría alrededor de 15 000 años. La deglaciación ha sido interrumpida al menos por cuatro fases de estabilización o de reavances menores. Las dos primeras son anteriores a 9800 años AP (corte de Chuquiaguillo), donde se observa una alternancia de fases de disección o de acumulación fluvial gruesa y de fases de sedimentación limo-orgánica (terrazas

bajas). La cronología fina de esta alternancia está establecida por dataciones 14C: cuatro fases de sedimentación fina están datadas, en la parte inferior de 12 350, luego 9800, 4540 - 3450 y 1425 años AP respectivamente.

B - Un período glacial prolongado. Se distinguen dos a tres avances glaciares máximos (Choqueyapu I y II), el avance glacial datado en 15 000 años en Cochabamba (Choqueyapu III) no está fechado en este sector. Fuera del dominio de la extensión de los glaciares, los valles evolucionan entre una acumulación (turbas y gravas) y una erosión. Las series fluviales son muy discontinuas en todas partes y están datadas en más de 40 000 años en la base y inferior a 16 000 años en la parte superior.

C - Un período interglacial. Fuera de algunos conos de deyección observados río abajo, esta época está representada principalmente por superficies de erosión. Algunos restos de glacis (glacis IV), conservados en la base del piedemonte, testifican un episodio favorable a la pedimentación. Un paleosuelo, probablemente más antiguo, indica que este interglacial también ha conocido condiciones favorables a la pedogénesis.

D - Un período glacial. Está representado por morrenas bien conservadas y suavizadas (Sorata); río abajo se ubican grandes conos de flujos de Hill.

E - Un período interglacial. Caracterizado por la génesis de una superficie mayor (glacis III). La disección de esta superficie ha alimentado potentes conos de deyección visibles en la base del piedemonte (gravas pre-Sorata). Una fase de pedogénesis se desarrolla sobre estos conos.

F - Un período complejo, difícil de estudiar por falta de afloramientos en esta región, corresponde a dos glaciaciones (Calvario y Kaluyo), separadas por un interglacial (Formación Purapurani) reconocido en el valle de La Paz.

G - Un período de erosión o de pedimentación, los productos de esta erosión no son conocidos.

H - Un período de sedimentación fluvio-lacustre más o menos conglomerádico. Raros

testigos están presentes en el piedemonte. Por el contrario en la región de La Paz aflora cerca a 800 m de espesor, datados del Plioceno (5,5 Ma an la base y 1,9 a 3,2 en la parte superior).

CORDILLERA DE APOLOBAMBA

La Cordillera de Apolobamba situada entre 14° 45' Y 15° 15' de latitud Sur y 69° 15' Longitud Oeste, constituye el extremo Noroeste de la Cordillera Oriental de los Andes de Bolivia; la línea de cresta que separa los sistemas de drenaje del Altiplano y de la Amazonía, presenta alturas máximas de 5999 m de altura. Esta cordillera está compuesta principalmente por rocas del Paleozoico inferior, es importante notar la ausencia de rocas graníticas. En la parte Occidental de esta cadena se encuentra la cuenca intramontañosa de Ulla Ulla que tiene un ancho de 10 - 12 km y se extiende sobre 60 km de largo, ubicada a una altura de 4300 m como promedio, el Suroeste de la cuenca está limitado por la pre-Cordillera de Carabaya, que la separa del Altiplano.

El relleno sedimentario de esta cuenca es complejo, descansa directamente sobre el basamento Paleozoico; está constituido de la base al tope de depósitos lacustres de edad Paleocena, compuesta de arcillitas gris oscuras con niveles de arenas. Los fósiles encontrados en esta formación, han sido determinados como el teléosteen *Brychaetus* y el cocodrile *dyrosauridé*, vertebrados acuáticos que sugieren una edad Paleocena (Argollo *et al.*, 1987). Por encima una sucesión de "depósitos fluviales, fluvio-glaciares y glaciares, han sido descritos por Argollo, 1986; Gouze, 1987; Lauer & Radiqpoor, 1986; Herail, 1991. Las acumulaciones de sedimentos glaciares y fluvio-glaciares controlan la geomorfología de la cuenca. El piedemonte de la Cordillera se caracteriza por la superposición de varias morrenas frontales y laterales, formando colinas y llanuras suavemente inclinadas, con desarrollo de acumulaciones fluviales y fluvio-glaciales postglaciares. Estas series sedimentarias Cenozoicas que rellenan la cuenca de Ulla Ulla en su parte Nororiental, descansan

sobre terrenos de edad Paleozoica, en el margen Noreste son areniscas y pizarras del Devónico o el Silúrico, mientras que hacia el Oeste Sud-Oeste se observan afloramientos islas de terrenos pertenecientes al Paleozoico superior (Permo-Carbónico). En el extremo Sur de la cuenca afloran areniscas rojas pertenecientes al Mesozoico superior (Cretácico) y arcillitas oscuras fosilíferas del Cenozoico inferior (Paleoceno).

La superposición de las diferentes unidades estratigráficas que constituyen el relleno sedimentario del Cuaternario, están representados por afloramientos existentes en ciertas quebradas, como Ajanani, Cololo, Cañuma, Pelechuco.

Unidades estratigráficas y geomorfológicas del Cuaternario

Las Formaciones Antiguas y el glacis III – En la Cordillera de Apolobamba, depósitos de las formaciones antiguas no están bien representados como en el valle de La Paz. Al Sur-Oeste de la laguna Suches, cerca de la laguna de Puyopuyo y en el sector de Ulla Ulla, formaciones compactas heterogranulares con matriz arcillo-arenosa con bloques grandes que sobrepasan los 2 metros, pueden ser consideradas como depósitos correspondientes a las formaciones antiguas (Glaciación Calvario, interglaciación Calvario-Kaluyo, glaciación Kaluyo).

En la quebrada de Wila Aja, aflora un conglomerado constituido por cantos redondeados, imbricados y matrix arenosa. Los tamaños de los bloques que son pocos y alcanzan 30 cm de diámetro. Entre la base y el tope la variación granulométrica es bastante homogénea, indicando una sedimentación anastomosada sobre una topografía poco inclinada hacia el Sur. El tope de este conglomerado está cortado por un glacis de erosión (Glacis III) inclinado hacia el Sur/Sur-Oeste. En su superficie se observa una zona de alteración compleja, la parte superior, 1 m, es un conglomerado gris a ocre arenoso, se sobrepone a un horizonte de conglomerados rojos de 50 cm de espesor, bastante arcilloso.

El contacto entre estos dos horizontes es bien neto, sin embargo no existe discontinuidad en la sedimentación, indicando de esta manera que la parte superior es solo una alteración pedogenética. La rubifacción del horizonte rojo continúa hasta 5 ID de profundidad, donde pasa a sedimentos no alterados.

En un afloramiento río arriba de la laguna Cololo, cerca al pueblo de Altarani, Hérail (1991), describe un perfil similar y además indica que esta misma formación pasa hacia la base a limos arcillosos (10 m de espesor) que descansa directamente sobre el Paleozoico,

Glaciación Sorata - Al igual que en la región de La Paz, esta glaciación ha dejado grandes y potentes morrenas laterales que se extienden por varios km en el paisaje, con formas alargadas, arqueadas, con crestas bien redondeadas.

Los flujos de till Sorata sólo han sido observados en la parte terminal del valle del río Puyopuyo.

A ambos lados de la quebrada de Ajanani, Herail (1991) describe la presencia de depósitos morrénicos de color ocre, descansando en contacto erosivo sobre la formación de Wila Aja y el glacis III (Soratera) (Fig. 8.2). No forman arcos morrénicos o morrenas laterales. El paleosuelo que cubre el glacis Soratera está generalmente bien conservado.

Cuando aparece en superficie, los sedimentos de la formación Ajanani están cortados por una superficie de erosión, que fue nombrada como glacis Putina (Herail, 1991). Por su posición estratigráfica, estos sedimentos glaciares son correlacionables con los depósitos de la glaciación Sorata bien representados en la morfología.

Interglacial Sorata-Choqueyapu - Marcado en la región de La Paz por una erosión importante de los piedemontes, igualmente representado por la elaboración de una superficie de erosión, el glacis IV es observable en la región de Putina al Noreste de Hichucollo.

La glaciación Choqueyapu - La glaciación Choqueyapu, cuyo desarrollo está restringido a los valles previamente elaborados, ha dejado en el paisaje arcos morrénicos de gran extensión, de formas angulosas, crestas agudas poco erodados, esta morfología es bien visible a lo largo de todo el piedemonte de la Cordillera de Apolobamba. Los depósitos del valle glaciar de Cololo y Cañuma constituyen los mejores ejemplos de la actividad de esta fase glaciar.

Episodios glaciares del valle Cololo

El glaciar de Cololo fue alimentado por los nevados de Catantica (5975 m) y Cololo (5915 m). Este glaciar se extendió por más de 18 km Y dejó un sistema de morrenas laterales cuyas extensiones en el margen izquierdo de la laguna Cololo es de 7 km de largo y 1,6 km de ancho, con un espesor máximo de 300 m. Mientras que en la orilla derecha de la laguna los depósitos de morrenas dejados por el glaciar son mucho más discontinuos. Un complejo sistema de morrenas cierra la laguna Cololo aguas abajo, compuesto a la vez por depósitos de morrenas frontales, morrenas supraglaciales y morrenas de fondo; este sistema alcanza casi 4 km de ancho y 3 km de desarrollo longitudinal, el espesor es difícil de apreciar aunque no parece superar los 150 m. Su mayor extensión del frente glaciar se sitúa a 4450 m de altura.

La existencia de varios episodios glaciares está atestiguada por la superposición de diferentes generaciones de morrenas y sedimentos fluvioglaciares

así como por la conservación de la morfología en el paisaje. A partir de la morrena más externa de este sistema, es posible apreciar por lo menos 6 arcos morrénicos internos que con seguridad representan las diferentes fases glaciares de esta glaciación y además los depósitos del tardío-glaciar.

En la parte alta de la quebrada de Ajanani en la región de Torini Hérial (1991) realizó un pozo de exploración minera y del cual describe la siguiente sucesión litológica desde la base al tope:

- a) En la base, conglomerados de la formación Wila Aja de aproximadamente 1 m de espesor.
- b) Una capa de 1 m de espesor, morrena gris muy compacta y con abundante matriz limo-arenosa, correspondiente a una morrena de fondo, descansa sobre la formación Wila Aja en discordancia erosiva. No aparecen los depósitos de la glaciación Ajanani, tampoco toda la parte superior del paleosuelo desarrollado sobre el glacis Soratera (Glacis III) que aflora río abajo.
- c) Sobre la morrena de fondo descansa un conjunto de materiales de 4 a 5 m de espesor, en el cual se sobreponen de la base al tope las siguientes unidades litológicas:
 - conglomerados de color gris rojo alternativamente. Estos conglomerados están muy mal estratificados y presentan marcas de deformación glacio-tectónica. No existen clastos estriados. Hacia la base se encontró una turba retrabajada, cuya edad radiométrica (14C) es superior a 20 000 años AP. Hacia el tope este conglomerado está cubierto de manera discontinua por diatomitas cuyo espesor es de 50 cm con claras deformaciones glacio- tectónicas;
 - un conglomerado que corresponde a un till cuyo espesor es generalmente inferior a 1 m, constituida por clastos y bloques de tamaños máximos de 50 cm. Hacia el tope, el till pasa paulatinamente a facies conglomerádicas más finas constituidas por gravas bien redondeadas, cuyo espesor varía de 10 a 20 cm;
 - una capa limo-arcillo-arenosa de 20 a 25 cm de espesor. Localmente se observan vestigios de suelos hidromorfos pantanosos. Encima arcillas de decantación. En

estos sedimentos se recolectaron diminutos fragmentos vegetales, a partir de los cuales se obtuvo una edad radiométrica $14C \ 23790 \pm 2310$ años AP. Hacia el tope estas arcillas se cargan de arenas y gravillas;

- una capa de conglomerados de 50 a 80 cm de espesor constituidas por clastos incluidos en una matriz arenosa depositado en ambiente fluvio glaciar;

- un conjunto de arenas y gravas cuyo espesor es de 1,5 m, comienza por una capa de arenas blancas. Por encima aflora una capa de 1 m de espesor de gravas estratificadas y teñidas sub-horizontales de colores, grises y rojos alternativamente, formados en un ambiente hidromorfo;

- por encima de este conglomerado se desarrolla un complejo morrénico compuesto de :

- en la base una capa de sedimentos morrénicos de color gris de 15 cm de espesor correspondiente a una morrena de fondo;

- en el tope, una capa de sedimentos morrénicos de color gris a beige, de espesor variable (5 m), correspondiente a una morrena supraglaciar que forma parte de los arcos terminales de la zona de Torini.

El retroceso glaciar está marcado por la presencia de por lo menos tres depósitos morrénicos que represan pequeñas lagunas glaciares situadas a diferentes alturas. La laguna Apachi Pampa ubicada a 4680 m de altura, la última laguna Katantica ubicada a 4780 m. Encima de esta laguna en su flanco Norte se observa un sistema de depósitos glaciares, con una morfología de arcos morrénicos frescos, con poca colonización vegetal. Estos depósitos están compuestos de esquistos, cuarcitas y areniscas heterogranulares. Los bloques alcanzan 1 m de diámetro en una matriz limo-arcillosa.

Entre el glaciar actual, situado a 4900 m de altura, y la laguna Katantica se observa una serie de cordones morrénicos que representan episodios menores de avances o estabilizaciones del frente glaciar.

A 300 m del glaciar actual, a una altura de 4850 m un cordón morrénico retrabaja una turba que ha sido fechada en 425 ± 60 años AP (T-534), lo cual indica un avance glaciar posterior a esta fecha. A una altura de 4800 m una acumulación de depósitos fluviales presenta la siguiente sucesión litológica de tope a la base:

0-10 cm: suelo actual con vegetación escasa;

10-20 cm: gravas fluviales (tamaños máximos 5 cm);

20-40 cm: limos orgánicos con lentes arenosos y algunas gravas de 3 cm de diámetro máx;

40 - 60 cm: turba color marrón oscuro (T-518) dio una edad de 1680 ± 75 años AP;

60-80 cm: limos orgánicos, color gris oscuro;

80-85 cm: turba café oscuro;

85-105 cm: limos orgánicos con presencia de muchas raíces de vegetales;

105-165 cm: nivel limo-arcilloso color gris, con bloques que alcanzan tamaños de 20 cm;

165-215 cm: turba con niveles de limos (T-535) da una edad de 8475 ± 200 años AP;

215-295 cm: limos orgánicos;

295-365 cm: nivel de limos y turbas, más limosa hasta la base;

365 cm: depósito glaciar con elementos de esquistos y cuarcitas, tamaños máximos de 25 cm en una matrix limo-arcillosa.

Cronología

A partir de la descripción de los afloramientos y los datos radiométricos, podemos establecer la siguiente sucesión cronológica:

- Anterior a 8475 años AP, el glaciar se encontraba por debajo de 4810 m;

- Una sedimentación pantanosa se instala y deposita aproximadamente 2 m de turbas y limos;

- Posteriormente un avance glaciar cuyo arco morrénico se sitúa a 30 m del afloramiento;

- Luego se instala nuevamente una sedimentación pantanosa, dando lugar a un depósito de turbas, limos cuyo nivel superior ha sido fechado por ¹⁴C en 1680-75 años AP;
- Posterior a este depósito, una sedimentación de tipo fluvial compuesta de clastos, arenas y gravas es afectada por el desarrollo de un suelo limo-arenoso de color negro, posteriormente atacadas por erosión de las aguas de deshielo;
- Posterior a 1680 años AP avances menores se han producido, como lo atestiguan los numerosos cordones morrénicos en las proximidades del glaciar actual. Uno de estos cordones morrénicos retrabaja una turba fechada en 425 AP.

Episodios glaciares del valle de la laguna Cañuma

Este valle tiene una longitud de 20 km. Entre el nivel del lago Cañuma situado a 4695 m y el frente glaciar actual 4910 m existe un desnivel de 350 m. En un perfil transversal al nivel del lago encontramos una sucesión de formaciones glaciares representadas por: en su parte externa, sedimentos y formas glaciares o interglaciares, atribuidos a formaciones antiguas, entallados por depósitos glaciares posteriores (Glaciación Sorata); los depósitos glaciares Choqueyapu se encajonan en los depósitos precedentes, con formas de morrenas bien desarrolladas y conservadas. El retroceso glaciar o el tardiglaciar es bien aparente a lo largo del valle.

Los primeros depósitos del tardiglaciar se sitúan a 4650 m de altura, estas morrenas represan pequeñas lagunas. Mas río arriba, cerca de los 4700 m, los depósitos están bien individualizados, pueden alcanzar hasta 20 m de espesor. No se encontró material para datar estas morrenas.

Más río arriba, cerca de los glaciares actuales, una serie de pequeños arcos morrénicos laterales y frontales, desprovistos de vegetación, representa a morrenas históricas. Uno de los arcos morrénicos ha sido cortado por un pequeño río, alimentado por aguas de deshielo; esta erosión expone un afloramiento donde se "

observa la siguiente sucesión litológica de arriba abajo:

- 350 cm: depósito glacial con elementos de esquistos y cuarcitas heterogranulares (80 cm diámetro máximo. La matriz es limo-arcillosa.
- 10 cm: de turbas (T 519) datada por el método 14C en 8975 ± 200 años AP
- 5 cm: limos grises
- 100 cm: gravas fluviales con clasificación granulométrica (20 cm de diámetro parte inferior y 8 cm parte superior).

En el fondo del valle glacial Cañuma, como en otros valles, luego del último máximo, en la morfología se observa una serie de grupos de arcos morrénicos, que representan a episodios tardiglaciares, todavía no ubicados cronológicamente. Formas glaciares más próximas a los glaciares actuales corresponden a la Pequeña Edad del Hielo, cronológicamente situada entre los siglos XVI y XVIII de nuestra era.

En conclusión, se puede establecer la siguiente correlación estratigráfica de los episodios glaciares e interglaciares de la Cordillera de Apolobamba, la cuenca de La Paz y la Cordillera Real:

- la formación Wila Aja (Hérail *et al.*, 1991), Con las Formaciones Antiguas de la Cordillera Real (Argollo, 1980) y las Glaciaciones Calvario y Kaluyo, el interglacial Purapurani de (Servant, 1977; Ballivián *et al.*, 1978), y probablemente con la formación La Paz;
- el glacis Soratera sería equivalente con el glacis III de la región de La Paz;
- la glaciación Ajanani, con la glaciación Sorata;
- el glacis Putina con el Glacis IV de la región de La Paz;
- Glaciación Antaquilla I con la glaciación Choqueyapu I;
- la glaciación Antaquilla II con la glaciación Choqueyapu II;
- los depósitos del Tardi glacial se ubican detrás de las morrenas Antaquilla II o Choqueyapu II;

- los depósitos de la Pequeña Edad del Hielo se hallan a 500 m por debajo de los glaciares actuales.

CORDILLERA DE TRES CRUCES

La Cordillera de Tres Cruces, parte de la Cordillera Oriental, está situada, entre el batolito del I existen numerosos glaciares actuales, debido a su elevación que culmina en 5700 m. Al Sureste, la Cordillera meridional con pequeñas masas de hielo situado a menos de 5000 m de altura. La Cordillera de Tres Cruces es paralela al eje estructural general de los Andes Orientales (Noroeste - Sureste). La cúspide de la laguna de Tres Cruces, sobre la ruta Caxata-Quime, separa dos valles glaciares a 4690 m de altura.

. El substrato rocoso está conformado principalmente por las formaciones Paleozoicas, compuestas de arcillitas y areniscas del Silúrico y Devónico fuertemente plegados. En el eje central de la Cordillera afloran macizos graníticos y granodioríticos, localmente con estructuras porfiríticas. Las rocas volcánicas en los sedimentos glaciares son raras. Sinclinales de areniscas y lutitas rojas del Cretácico y del terciario bordean el flanco Oeste de la Cordillera. El flanco Oeste de la Cordillera está subdividido en dos cuencas. El borde Noroeste, incluyendo el piedemonte y un sector del Altiplano, son drenados hacia la cuenca del río La Paz, esta región, fuertemente afectada por erosión regresiva, constituye la sub cuenca _ del río Luribay y representa una verdadera extensión de la cuenca Amazónica sobre el Altiplano, a través de la Cordillera Oriental. El resto del flanco Occidental está drenado hacia la cuenca endorreica del Altiplano.

Esta región, sometida a procesos morfogenéticos actuales extremadamente activos, caracteriza por un lado las partes altas de la Cordillera por encima de los 4500 m de altura, donde la actividad glaciaria en retroceso y los procesos periglaciares modifican y modelan los flancos. Se observa en particular suelos estriados al pie de los campos de nieve, gelifractos laminados, procesos en masa y soliflucción. Por

debajo de 4500 m de altura, los procesos de ladera toman a veces proporciones gigantescas, sobre las arcillitas Paleozoicas. Los derrumbes afectan grandes zonas de la montaña, paralelamente a las superficies estructurales denudadas. Los deslizamientos de terreno sucesivos afectan laderas enteras marcada por varias cicatrices de deslizamiento y una topografía escalonada. Además, casi todas las laderas están retocadas por procesos superficiales de soliflucción lenta de depósitos y de alteritas. La erosión mecánica por ahondamiento y retroceso de las cabeceras es muy activa en la cuenca de Luribay, lo cual da origen a un paisaje de badlands, de areniscas, lutitas y otras rocas detríticas del Cretácico-Terciario, con algunos suelos somitales residuales. La erosión lineal actual de los torrentes, prosigue el desmantelamiento de los depósitos aluviales, fluvio glaciares heredados de los últimos períodos glaciares y evacúa el material de los derumbes y deslizamientos de los terrenos. La disección y profundización es neta en la cuenca de Luribay.

Depósitos plio-pleistocénicos

Una formación detrítica gruesa se observa en el margen derecho del valle del río Yaco, (frente al pueblo de Yaco). Este valle está encajonado en las gravas, arenas y arcillas rojas del Cretácico y Terciario inferior en el extremo Sud de la cuenca de La Paz. .

Esta formación está constituida de cantos redondeados en una matriz arenosa, dispuesta en bancos gruesos intercalados con niveles arenosos. La composición litológica, esencialmente sedimentaria, indica un aporte restringido del flanco sedimentario de la cuenca, con ausencia de aportes glaciares.

La formación no está cimentada ni alterada. Los buzamientos en el centro y periferia de la cuenca son superiores a los de las terrazas encajonadas en el valle del río Yaco. Lo que indica una ligera deformación posterior al relleno de la cuenca. El espesor sobrepasa los 100 m y reposa sobre formaciones anteriores fuertemente plegados, cuyo techo constituye una superficie de erosión irregular.

Estratigráficamente, esta formación es posterior a los últimos plegamientos de la Cordillera y anterior al génesis del gran glacis del piedemonte Occidental de la Cordillera de Tres Cruces. La última fase de deformación de esta región no está datada y se sitúa aproximadamente al fin del Mioceno y principios del Plioceno-Cuaternario antiguo. El glacis es correlacionado con el glacis III identificado en la región de La Paz, anterior a la penúltima glaciación. La ausencia aparente de granitos indicaría que esta formación es anterior a la primera gran glaciación del Cuaternario, más hacia el Suroeste esta fase gruesa de sedimentación pasa a facies mucho más finas, tipo fluvio lacustre compuesto de limos y arcillas intercaladas con niveles de ceniza volcánica, una de estas facies, ubicada en la parte superior, ha sido fechada en 3,1 Ma (método trazas de fisión), lo que permite situarla en posición cronológica similar a la formación La Paz.

Los sistemas glaciares

La Cordillera de Tres Cruces está bastante fragmentada y frecuentemente re trabajada por las últimas glaciaciones. Los glaciares actuales están en regresión, y se hallan colgados en las laderas, formando pequeñas calotas intramontañosas que desbordan las cabeceras de los valles. En la escala del PlioCuaternario, tres episodios glaciares han sido identificados en base a criterios morfológicos y sedimentológicos.

Grupo glaciar antiguo - Testigos de un sistema glaciar muy antiguo, están claramente representados sobre el flanco oeste de la Cordillera, en el alto valle del río Yunga- Yunga y del río Wichuraya Jahuirá (carta topo 6043 II, Cairoma). El till de Pucarani, nombre de la comunidad donde aflora este sistema, está compuesto de bloques y clastos de granito gris enteramente alterados. Sobre los afloramientos, los bloques de granito tienen frecuentemente la apariencia de una arena granítica. La

formación ha sufrido una intensa pedogénesis. El suelo es de color ocre-amarillento. Puede alcanzar hasta un metro de espesor. El till descansa directamente sobre el sustrato rocoso del Paleozoico y aflora en una línea de cresta que culmina actualmente a 4512 m y fuera del dominio de la actividad glaciar más reciente. El till de Pucarani forma colinas arqueadas y ,sobreimpuestas. Estas antiguas morrenas frontales y terminales están casi

niveladas entre las poblaciones de Pucarani y Yunga-Yunga. La base del till aflora a 200 m del actual río Pucarani en la localidad de la estancia Wichuraya lo que indica una disección del orden de 200 m posterior a la glaciación. Placas de till residual o bloques erráticos de granitos alterados descansan sobre las dos 'vertientes y la cumbre de la línea de cresta.

La glaciación muy antigua o el grupo de glaciaciones que origina el till implica la presencia de una calota glaciar sobre el macizo noroeste de la Cordillera de Tres Cruces. Estas calotas glaciares han desbordado de las colinas y los cerros Wilakoyo, Apacheta, Huayra Loma, Pucarachuto. Los hielos han transportado bloques de granito por encima de las colinas y cerros hasta una distancia aproximada de 15 km, las lenguas glaciares muy cortas han desbordado en los valles periféricos. Algunos planos de acumulaciones detríticas, río abajo de la morrena terminal de Yunga-Yunga y río abajo de Cairoma, son relacionados a este grupo glaciar antiguo.

Más al Sureste de las masas de till de Pucarani, otras acumulaciones de till son correlacionadas a este mismo sistema glaciar, por ejemplo los depósitos observados en el cerro Muyonapampa a 7 km al Noreste de Yaco. Este grupo de glaciaciones antiguas es correlacionado con el conjunto de las glaciaciones Calvario y Kaluyo'definidos en la región de La Paz. Los sistemas de morrenas terminales de Yunga-Yunga y Cairoma son correlacionados a la glaciación Calvario.

El grupo de la penúltima glaciación. La penúltima glaciación está bien representada sobre la vertiente del Altiplano por vastos sistemas morrénicos de formas convexas. Estas han sido bien diferenciados en la región de Loma Jacha Patilla, a 7 km al Sur de Viloco, en Lakha Apacheta a 4 km Nor-Noreste de Caxata y la región de Rodeo. Estas morrenas están compuestas de bloques y clastos de granitos, cuarcitas, areniscas y esquistos. Los bloques y clastos son netamente menos alterados, un suelo de 30 a 50 cm de espesor afecta la superficie de este sistema glaciar.

En la región de Loma Jacha Patilla, el sistema morrénico de la penúltima glaciación está truncado por las morrenas laterales de la última glaciación. Los conjuntos morrénicos de Caxata y Rodeo descansan sobre depósitos compuestos de bloques y clastos alóctonos que datan probablemente del sistema glaciar antiguo. Las morrenas de estos dos sitios han sido igualmente truncadas por dos circos glaciares de la última glaciación. Desde el punto de vista morfológico, el til de Jacha Patilla constituye sistemas morrénicos de formas convexas de tipo margen de calota.

Durante la penúltima glaciación, una calota recubre el macizo noroeste de la serranía de Tres Cruces. La imponente cantidad de material glaciar acumulado y la disposición de los complejos morrénicos confirman este hecho. La vertiente occidental de la Cordillera de Tres Cruces debió ser disectada por valles glaciares como en la actualidad.

La relación morfo-estratigráfica, la morfología maciza y sobreimpuesta, el espesor del suelo y el grado de alteración de Jacha Patilla permiten correlacionar a este sistema con la glaciación Sorata definida en la región de La Paz.

Grupo de la última glaciación - Las morrenas y las marcas de glaciares de valle son atribuidas a este grupo, incluyendo los episodios de retroceso durante el Tardiglacial. La última glaciación está representada por depósitos glaciares

habitualmente de formas bien conservadas y poco erodadas de composición litológica más local y poco alterada. El diámetro de los bloques puede llegar hasta 2 m de largo.

El till de Chocokhota forma morrenas laterales y terminales bien definidas y conservadas, distinguibles en todos los valles de la Cordillera. Estas morrenas descansan directamente sobre el substrato paleozoico, o sobre el till de la glaciación precedente que está asociado a una morfología de valles en U donde se observan las lagunas de erosión, las barreras glaciares rocosas, las morrenas laterales escalonadas que bordean las paredes de los valles glaciares.

Las zonas cubiertas por esta última glaciación son relativamente fáciles de identificar. Se trata de la superficie rocosa con estrías glaciares, numerosos circos aislados, depresiones de erosión, distribución de la red fluvial delimitado por valles glaciares y sobre el flanco de los relieves marginales de los piedemontes del Altiplano y Amazonía.

Durante la última glaciación, la Cordillera ha sido recubierta de un glaciar intramontañoso prolongado. El frente de las lenguas glaciares ha descendido hasta 3650 m de altura sobre la vertiente altiplánica, cerca de Kollpani y 2900 m en la vertiente amazónica, en Carabuco (valle de Choquetanga). Numerosos glaciares de circo se han implantado sobre los flancos de las masas morrénicas de la glaciación Sorata y los macizos montañosos que sobrepasan los 4500 m de altura. El conjunto forma una red influenciada por la topografía y la exposición de los valles. En cada valle, las morrenas frontales sucesivas y las morrenas laterales encajonadas marcan los diferentes episodios de retrocesos y avances glaciares de la última glaciación a la época actual. Muller (1984) ha definido 8 secuencias de morrenas, sin embargo la falta de dataciones no permite establecer una cronología de estos depósitos

morrénicos. Este sistema glaciar es correlacionado con la glaciación Choqueyapu de La Paz.

Características y correlaciones

La Cordillera de Tres Cruces ha sido afectada al menos por tres glaciaciones mayores durante el Plio-Cuaternario. Las glaciaciones de Choqueyapu y Sorata han dejado marcas características en la morfología. Una glaciación o un grupo de glaciaciones más antiguas han sido identificadas, análogas a la glaciación Calvario-Kaluyo de la región de La Paz. Por otra parte la extensa superficie de erosión-acumulación, parcialmente disectada por el retroceso de las cabeceras de la cuenca de La Paz, es relacionada con el glacis III de la región de La Paz. Los datos de la Cordillera de Tres Cruces concuerdan por consiguiente con el cuadro general del Plio-Cuaternario continental, reconocido en Bolivia.

La Cordillera de Tres Cruces presenta, además algunos hechos particulares: Los testigos de la última glaciación están bien representados en la alta Cordillera sobre la vertiente Amazónica. Las morrenas de Carabuco, ubicadas a 2900 m y de Quime a 3200 m, son atribuidos a la última glaciación, además indican una asimetría del límite glaciar inferior entre las dos vertientes. Las lenguas glaciares han descendido más bajo en la vertiente amazónica (2900 - 3200 m) y menos bajo en la vertiente altiplánica, habitualmente entre 3800 y 4100 m. Las morrenas terminales de los pequeños valles orientados hacia el Sudoeste hacen la excepción en la región de Araca. La asimetría es atribuida a las precipitaciones un poco más abundantes y a la permanencia de más tiempo de la nebulosidad haciendo más débil la ablación sobre la vertiente amazónica. En la Cordillera de Tres Cruces, entre 16° 50' el efecto de la latitud y/o de la altitud de los relieves se hace sentir ligeramente en relación a la Cordillera de Apolobamba, entre 14° 50' y 15° 10'. Las morrenas terminales de la glaciación Choqueyapu están en todos los casos a una altura inferior a las morrenas de la Cordillera de Apolobamba.

La evolución tectónica plio-cuaternaria de la Cordillera de Tres Cruces, es conocida globalmente. Los estudios de los Andes Centrales de Lavenu (1986), Martínez (1980), Servant *et al.* (1989), reconstituyen al menos un solevantamiento importante de la Cordillera Oriental al final del Mioceno principios del Plioceno, otros eventos tectónicos menores en compresión y extensión son caracterizados durante el Cuaternario. Por consiguiente los tres grupos de glaciaciones diferenciados tienen un control climático variable en el tiempo. Anterior a las glaciaciones mayores, los conglomerados de Totora Pampa representan una fase de erosión regresiva intensa con fuertes precipitaciones.

La amplitud de la erosión lineal y el ahondamiento de los rioses espectacular. La intensidad de erosión desde el grupo de glaciaciones más antiguas puede ser evaluado aproximadamente a 200 m no arriba de la estancia Wichuraya, 100 a 150 m más no abajo donde el Yunga Yunga se hunde en el till y las arcillitas subyacentes. La terraza media de Yaco, atribuida al interglaciar Sorata/Choqueyapu, se sitúa a 60 m por encima del nivel actual. En el cono Soracachi aluviones fluvio glaciares distales o fluviales se profundizan del orden de 10 m, atribuidos al fin de la última glaciación o principios del Holoceno.

Sobre el piedemonte del Altiplano, el relieve disectado de la cuenca de La Paz contrasta vivamente con el glacis III. Las superficies del glacis, en situación endorréica han sido poco afectadas por la erosión. En cambio, el extremo meridional de la cuenca de La Paz está profundamente erodado y drenado por una red dendrítica permanente e intermitente. Esta cuenca exorréica, verdadera extensión de la cuenca amazónica sobre el Altiplano, ha disectado las superficies de erosión como el glacis. En por erosión regresiva, deslizamientos de terrenos y capturas. El desnivel entre la superficie original del glacis, situado a 4100 m, y el fondo actual de los ríos alcanza 900 m, en 4 km de distancia. La velocidad de erosión aparente en la

cuenca parece, por consiguiente, mucho más rápido que en losvalles más río arriba. La mediana o poca resistencia de las arcillitas, areniscas paleozoicas, cretácicas y terciarias que hacen el basamento explica en parte la diferencia de erosión.

La captura de los valles internos de la Cordillera Oriental por la cuenca Amazónica ha comenzado antes de la glaciación más antigua concretamente en el valle de Yunga Yunga y de Araca. Es cierto que la erosión por retroceso haproseguidodurante todo el Cuaternario, alcanzando el Altiplano y desmantelando progresivamente los glacis al pie de la Cordillera de Tres Cruces. Algunos relictosde superficies planas situados a 4100 m confirman este hecho. La captura del Altiplanoteniendoen cuenta la intensidad del desmantelamiento de los glacis implica por consiguiente una larga duración del proceso de erosión.

A falta de dataciones absolutas, la cronología de los grandes episodios glaciares no puede ser estimada más que por criterios indirectos de intensidad y de duración: Intensidad de alteración y velocidad de erosión.

La intensidad de erosión no es un criterio cronológico confiable a altitudes y exposiciones diferentes, es difícil distinguir los tills de la glaciación Calvario y Sorata, por ejemplo la morrena de la región de Chumarca, situada a 4450 m, no parece tan alterada como aquella de Yunga Yunga a 3700 m, parece asociarse más bien a la glaciación Sorata. Sin embargo su posición totalmente excéntrica hace que ella forme parte del grupo de las glaciaciones más antiguas Calvario o Kaluyo.

La intensidad de erosión que tiene origen en la parte superior de la cuenca de La Paz es impresionante. El desmantelamiento del glacis habría comenzado con la glaciación Sorata (Servant, 1977). Varios criterios pueden ser retenidos para tratar de evaluar esta glaciación.

Para transportar o limpiar hasta 900 m, de rocas sedimentarias en las condiciones climáticas del Altiplano es necesario un largo lapso de tiempo.

El importante sistema morrénico de Sorata marca el frente de una calota glaciar que desborda sobre las superficies, detrás de las últimas colinas del

piedemonte. Valles en U y valles fluviales seccionan este complejo morrénico. Podemos deducir que los valles en U han sido profundizados después de la glaciación Sorata, es decir durante un largo periodo de erosión por las lenguas glaciares asociadas a la glaciación Choqueyapu.

EL PLIO-CUATERNARIO DE LAS CUENCAS INTRAMONTAÑOSAS

La cuenca de Cochabamba

La cuenca intramontañosa de Cochabamba se halla limitada por fallas de compresión y de extensión de dirección Andina, la falla Tunari al Norte y la falla de Tapacarí al Sur, limitan la cuenca de Cochabamba de la Cordillera de Tunari (5000 m de altura), esta Cordillera fue afectada por la actividad glacial durante el Cuaternario.

Varias subcuencas situadas a diferentes alturas conforman la cuenca de Cochabamba, entre las que podemos citar: Tiraque a 3200 m, Cliza - Punata o Valle Alto a 2700 m, Sacaba a 2600 m, Parotani a 2500 m, cada una de ellas presenta características particulares:

Tiraque . Superficies de ablación y terrazas encajonadas a diferentes alturas marcan periodos de erosión y de profundización de los valles a diferentes épocas del Plio-Cuaternario. Depósitos lacustres y fluviales caracterizan los periodos de acumulación y sedimentación de la cuenca, por ejemplo, en la región de Sacabambilla se observan afloramientos de esta fase de acumulación, desde la base al tope presenta la siguiente sucesión litológica:

- 5 m de gravas sub redondeadas, granocreciente, tamaños variables de 15 a 40 cm como máximo;
- 9 m de sedimentos de gravas, arenas y limos, los espesores de los bancos varían de 1 a 1,5;
- 0,30 m de ceniza volcánica de color blanquecino, poco contenido de

biotita;

- 38 m de una alternancia de bancos de arenas y gravas fluviales, arenas finas y limos;
- 1,5 m de ceniza volcánica con alto contenido de biotitas;
- 40 m de una secuencia compuesta de gravas, arenas y limos, separados por niveles de erosión;
- 6,5 m de sedimentos lacustres compuestos de limos y arenas finas laminados de color blanco, la parte superior tiene las características de una ceniza volcánica. El tope de esta secuencia está afectado por una fase de alteración pedogenética de color rojo (paleosuelo).

Estos depósitos fluvio lacustres fueron afectados posteriormente por una erosión regresiva fuerte de los ríos. Esta secuencia no ha sido situada cronológicamente por dataciones isotópicas ni por la Paleontología. Sin embargo, por sus características litológicas y la tectónica que afecta estos depósitos es posible correlacionar con el Plioceno Superior y el Cuaternario antiguo, conocido en otras cuencas intramontañas de Bolivia.

La cuenca de Tiraque está rellena también por sedimentos fluvio-lacustres, estos se hallan en contacto discordante sobre el Paleozoico, un afloramiento de esta zona presenta la siguiente sucesión litológica de la base al tope:

- 4 m de gravas fluviales con tamaños de 20 cm como máximo, compuesto principalmente por areniscas, cuarcitas y pizarras;
- 15 m de arenas y limos laminados, color gris oscuro y con niveles de lignito;
- 10 m de limas arenas y gravas, color gris claro;
- 10 m gravas fluviales con lentes de arenas y de arcillas.

Esta secuencia no contiene los niveles de ceniza volcánica observados en los afloramientos de Sacabambilla.

Las terrazas encajonadas en diferentes niveles marcan las diferentes fases de erosión y profundización de los ríos. A 10 km al Oeste de Tiraque, se halla la pequeña cuenca de Iluri, rellena por sedimentos fluvio lacustres, con facies gruesas en los bordes (gravas) y más finas (arenas finas, limas, arcillas y algunos niveles de lignito) en el centro de la cuenca.

Posteriormente, estas acumulaciones fueron disectadas por erosión regresiva, las diferentes fases de erosión y profundización están representadas por varios niveles de terrazas.

Durante el Holoceno los valles pre-existentes se colmataron por una sedimentación fluvial gruesa (gravas) y fina (arenas y limos con niveles de turbas) cuyos espesores alcanzan 8 m. Una muestra de turba (II2) situada en la base de un afloramiento de 4 m de espesor ha sido datada por el método ^{14}C en $10\,460 \pm 190$ años AP. Otra turba (II4) ubicada a 2 m de la base de un afloramiento de 6 m de espesor compuesto de arenas, limos y turbas, ha sido fechada en 9520 ± 190 años AP. Luego, estos depósitos fueron afectados por la erosión y profundización de los ríos Yana Mayu y Cuchupunata.

Muestra	Mineral	Localización	K20%	⁴⁰ Ar rad. 40Ar tot. %	⁴⁰ Ar. rad. (n/q)	ref.	S. Latit.	N. Long.	Edad (Ma)
	(1)					(2)			
IE	B	Curahuara	7,11	7		A	1752"	68°76"	5,9
ID	B	-	8,18	7		A	1751"	68°00"	5,5
IC	B	Callapa	9,00	48		A	1729"	68°28"	5,4
PH4B	P1	Soledad	2,74	27,7	0,463	A	17°41'0"	69°18'57"	5,2 ± 0,3
-	-	-	-	22,0	0,439	B	-	-	5,0 ± 0,7
PH75	P1	V. Remedios	7,56	31,6	1,123	B	-	-	4,6 ± 0,2
-	-	-	5,06	36,9	0,542	B	15°46'13"	68°10'51"	3,3 ± 0,2
LAB2,2	P1	Ayo Ayo	1,30	16,8	0,523	B	-	-	3,2 ± 0,4
BO7	V	E. Tirata	4,66	58,0	0,126	B	17°07'42"	68°59'00"	2,8 ± 0,4
IB	B	Achiri	8,00	12,3	0,497	B	17°53'04"	68°36'05"	3,3 ± 0,3
IA	FK	-	10,48	25		A	17°24"	69°24"	3,0
-	B	La Paz	7,11	56		A	-	-	2,2
LA92,1	P1	L. Titicaca	0,87	22,2		F	16°10'21"	68°44'30"	3,27 ± 0,14
MB161	B	Huancani	8,59	61,7	0,215	B	16°32'00"	68°03'30"	7,6 ± 0,7
-	-	Pampa	-	70,3	1,60	C	-	-	5,8 ± 0,1
MB158	B	-	-	60,8	1,527	C	-	-	5,5 ± 0,2
MB159	FK	C. Caballo	10,9	89,2	0,897	C	16°08'20"	68°38'00"	2,8 ± 0,1
MB153	FK	La Paz - Alto	10,38	99	0,929	C	16°27'40"	69°09'20"	2,8 ± 0,1
MB154	FK	r. Kaluyo	10,41	87,9	0,924	C	16°25'30"	68°07'50"	2,7 ± 0,1
PH53A	P1	Chuquisguillo	9,40	85,3	0,846	C	16°25'48"	-	2,8 ± 0,1
-	-	-	4,70	19,1	0,239	B	16°27'06"	68°05'51"	1,6 ± 0,1

En el extremo Este de la cuenca se halla la pequeña cuenca de Toralapa, detrás de un depósito de gravas subangulares y matriz limo arenoso, se desarrolla una sedimentación de tipo fluvio lacustre que en afloramiento presenta la siguiente sucesión litológica, de la base al tope:

- 8 m de gravas subangulares, heterogranulares (20 cm de diámetro máximo), matriz arena limosa;
- 2 m de ceniza volcánica de color blanquecino, poco contenido de biotitas;
- 5 m de limos grises, con alternancia de pequeños horizontes de turbas;
- 5,60 m de limos y arcillas con intercalación de turbas compactas (20 cm de espesor);
- 1 m de ceniza volcánica con alto contenido de biotitas, la turba ubicada debajo de esta ceniza ha sido datada por ^{14}C en $36\,780 \pm 2710$ años AP;
- 8,50 m de limos y diatomitas con algunos niveles de turbas;
- una fase de disección importante;
- 6 m de sedimentos fluviales con niveles de paleosuelos correspondientes al Holoceno.

Estos depósitos fluvio-lacustres podrían corresponder a períodos del último interglaciar Sorata/Choqueyapu o al período de la glaciación Choqueyapu

Sacaba - El valle de Sacaba está relleno por sedimentos de arenas, arcillas, margas yesíferas, y gravas en los bordes de la cuenca; varios niveles de ceniza volcánica se intercalan en esta serie fluvio-lacustre determinada como Plioceno por fósiles encontrados en el miembro inferior de esta secuencia por Mancilla (1978) y determinados por Villarroel (1978).

Sedimentos lacustres en la parte inferior que pasan progresivamente a gravas en la parte superior caracterizan el Cuaternario.

En la región de Molino Blanco una secuencia lacustre de material fino (limos, diatomitas y arenas finas) pasa paulatinamente a materiales más gruesos hacia el

tope (arenas gruesas y gravas). Tres niveles de cenizas volcánicas se intercalan en esta serie sedimentaria: dos en la parte intermedia y una en la parte superior, esta última con alto contenido de Biotitas.

En el río Sacaba una serie de sedimentos de limos, arenas, arcillas bien estratificadas, está plegada y erodada. Esta serie ha sido identificada como Plioceno (Mancilla, 1978). Por encima de esta serie, y en forma discordante se deposita una secuencia de 8 m de espesor compuesto de limos, arenas y gravas con nódulos de carbonatos, esta serie ha sido definida como sedimentos Cuaternarios.

En la quebrada de Loromayu, una secuencia de 10 m de espesor formado por limos, arenas, arcillas con algunos lentes de gravas de granulometría homogénea se halla recortada por una superficie de erosión. Por encima una acumulación de 5 m de limas blanquecinos y gravas en la base, está recubierta por un horizonte de alteración de 2 m (Paleosuelo).

En el detalle se observa gravas en la base (20 cm), una capa de 80 cm de fuerte concentración de carbonatos y 1 m de gravas limos y arcillas de color rojo. Este horizonte está cubierto por 3 m de limos blanquecinos masivos. Encima de estos sedimentos todavía se acumulan 2 m de limos y arenas laminadas y afectadas por una alteración pedogenética, característica de los suelos actuales.

Valle Central. El valle central de Cochabamba está relleno esencialmente por depósitos Cuaternarios de origen fluvio-lacustre, y abanicos aluviales subhorizontales.

Según Ahlfeld & Branisa (1960) perforaciones realizadas. cerca de la falla de Tunari habrían alcanzado 140 m de sedimentos compuestos de arenas, gravas arcillas y niveles de lignito pertenecientes al Cuaternario.

Valle de Parotani - Sedimentos rojos de 40 m de espesor, formados por arenas, limos y arcillas con interdigitación de gravas y niveles de ceniza volcánica, están cortados por vetillas de yeso y afectados por deformaciones en compresión.

Esta secuencia representa al Plioceno.

En forma discordante, una secuencia de 30 m compuesta de gravas, arenas con lentes de arcillas y cenizas volcánicas, representa al Cuaternario.

Valle Alto - Las perforaciones realizadas en el valle alto por el programa de recursos hídricos (GEOBOL-ONU), alcanzaron 249 m y 260 m de profundidad respectivamente. Estos sedimentos fueron estudiados por Graf (1977) desde el punto de vista palinológico, quien indica que entre 245 y 260 m los sedimentos reflejan una época glacial, y que probablemente se trate de la fase tardía de la penúltima glaciación o sea la fase de la glaciación Sorata.

Seguido de un período interglacial, más cálido, observa dos estadios glaciares, que corresponderían a las dos subfases de Choqueyapu I, II , o sea la última fase glacial. Según este autor la parte superior del sondaje correspondería al post glacial y a la época del Holoceno.

GLACIACIONES DEL PIEDEMONTE DE LA CORDILLERA ORIENTAL CUENCA DE LA PAZ	
t 0	Glaciación CHOQUEYAPU II Glaciación CHOQUEYAPU I Glaciación SORATA Glaciación KALUYO Toba: 1,6 Ma Glaciación CALVARIO Gravas pre-Calvario
t 1	
t 2	
t 3	
S 4	
S 5	F. PURAPURANI F. LA PAZ
	toba CHIJINI 2,8/3,3 Ma. Glaciación PATAPATANI

SORATA	CHOQUEYAPU I	CHOQUEYAPU II	SORECHATA II	SORECHATA I	1425 ± 80	Terraza
					1480 ± 80	baja
					3450 ± 100	
					4540 ± 120	Terraza
					9820 ± 120	holocena
					9915 ± 80	
					12 350 ± 100	
					16 000 ± 135	
					17 370 ± 120	
					31 900 ± 800	
					33 520 ± 460	
					35 620 ± 500	
					+ de 40 000	
					+ de 42 000	
					+ de 45 000	
					años AP	

La cuenca de Tarija

Situada al Sud de Bolivia, presenta numerosos afloramientos del Cuaternario. Esta cuenca es muy conocida y ha sido estudiada desde 1845 (Weddel en Ahlfeld & Branisa, 1960).

Numerosos fósiles de mamíferos han sido encontrados en esta cuenca. Según Oppenheim (1943), la serie de Tarija se divide en un horizonte A y un horizonte B, los fósiles estudiados son comparados con los encontrados en Argentina y la Patagonia, los fósiles se encuentran principalmente en el horizonte B. De acuerdo a los autores, éstos pertenecen al Pleistoceno medio.

Recientemente, un estudio de la fauna de Tarija realizado por un equipo japonés (Takai *et al.*, 1980), divide la serie en tres miembros: inferior, medio y superior. Sólo los dos niveles más recientes contienen fósiles. En el miembro intermedio, se encontró una mandíbula de Mastodontidae (*Cuvieronius andium*) del Pleistoceno superior.

Según Takai *et al.*, la serie está constituida por una alternancia de limos, arenas, gravas y de finas capas de toba. El espesor total alcanza 170 m:

- la parte inferior está formada de gravas, arenas cuarzosas de color rojizo y de niveles de turba, alcanza 100 m de espesor, los fósiles son raros;
- la parte intermedia es la zona más fosilífera, está formada de limos de color gris azulado, arenas cuarzosas y de tobas, alcanza 40 m de espesor;
- la parte superior está constituida de limos grises, de arenas de grano mediano y de tobas, alcanza 30 m de espesor.

El corte esquemático Noroeste-Sureste a través de la cuenca, realizado por los geólogos japoneses, muestra bien estas tres divisiones litológicas.

Recientemente Coltorti *et al.* (2007) rebaten sustancialmente la cronología

clásica. Basándose en dataciones de ^{14}C deducen que toda la secuencia fosilífera cuaternaria tiene edades que varían entre 44 y 21 ka AP, lo que indica que la fauna de Tarija es mucho más joven que lo que se suponía. También registraron avances glaciales en los estadios isotópicos 4 y 2, que incluiría todo el sistema faunístico y sedimentario del valle.

Cuenca de Charaña

Esta cuenca se halla situada al pie de la Cordillera Occidental; encierra depósitos lacustres más antiguos del cuaternario de Bolivia, la Formación Charaña (Fig. 10.4). Esta formación descansa discordantemente sobre la formación Pérez. Ahlfeld & Branisa (1960) ubican estos depósitos en la parte superior de la Formación Mauri, Montes de Oca et al. 1963 (carta 1/100.000) ubican la formación Charaña en el Cuaternario.

Esta formación ha sido descrita por Núñez (1964), cartografiada en parte por Sirvas & Torres (1966), Martínez (1980). El trabajo más completo fue realizado por Blanco (1980). Según este autor, la base de la formación está compuesta de sedimentos diatomíticos, arenosos, limosos, bien estratificados, algunas veces laminados (1A, 1B). Estos depósitos pasan poco a poco a acumulaciones de arena, luego gravas arenosas a veces tufaceas. Se encuentra un espeso nivel de toba ignimbrítica, que fue llamado por Blanco como Toba intra-Charaña, esta toba es diferente a la toba Pérez.

Encima se desarrolla un nuevo ciclo parecido a la base de la formación (2, A, B, C, D, E): diatomitas, arenas diatomíticas, niveles de arenas y gravas, en la parte superior aparecen de nuevo los niveles calcáreos.

En la grava de la parte superior (3), Blanco (1980) y Lavenu (1986) encontraron fósiles, los mismos que han sido determinados por Branisa & Hoffstetter de edad pleistocena:

- Equidos indeterminados que, para Branisa, son eocuaternarios o tal vez Pleistoceno basal.
- *Glossotherium* de diámetro semejante a los encontrados en Tarija (*G. tarijense* Ameghino).
- *Macrauchenia cf ullomensis* Sefve.
- Cérvidos.
- *Glyptodonte Daedicurus* del genero *Plaxhaplorus* (Pleistoceno argentino), no encontrado todavía en Bolivia.
- Edentados Soricata, *Glyptodonte* indeterminado de tipo nuevo, parecido al género *Daedicurus*.

Los resultados de las dataciones isotópicas de la toba intra-Charaña y de la toba Pérez, plantean muchas contradicciones para establecer una cronología precisa y válida.

La toba intra-Charaña muestreada por Lavenu y datada por Bernat, en el Laboratorio de Niza, dio edades de $3,06 \pm 0,11$; $3,21 \pm 0,08$ Y $3,8 \pm 0,13$ Ma. Este mismo laboratorio encontró las siguientes edades para la Formación Pérez: $2,5 \pm 0,1$ Y $4,4 \pm 0,8$ Ma, mientras que Everden *et al.* (1966) habían encontrado una edad de 2,2 a 3 Ma.

Esta cuenca se comunica con el Altiplano por medio del valle del río Charaña.

Los trabajos de Blanco (1980) y de Lavenu (1986) permiten establecer un esquema morfológico de la cuenca de Charaña (Fig. 10.5). Esta formación de 100 metros de espesor está modelada por un cierto número de superficies de ablación y de terrazas aluviales. Tres grandes glacia A, B y C se encajonan en la cuenca (Blanco, 1980) (Figs. 12 y 13).

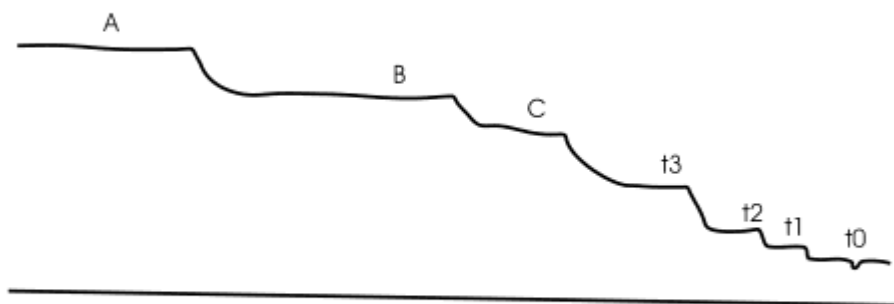
Un glacis alto A, bien visible y desarrollado se instala a 4100-4120 m aproximadamente. Esta superficie recorta los niveles calcáreos de la parte superior de la Formación Charaña. Un glacis B intermedio se encajona en A; el glacis B es

menos desarrollado pero bien conservado y se encuentra a 4025 m. Finalmente un glacis C inferior encajonado en B. Este glacis presenta superficies imperfectas en relación a la anterior.

Para Blanco, este glacis es posteriormente entallado por tres estadios de profundización por la erosión de las aguas:

- una profundización pre-holocena que permite la elaboración de una terraza T3;
- una profundización holocena con la creación de la terraza T2;
- finalmente, una profundización ligada a los cursos de agua actuales (T1).

Fig.12 - Perfil geomorfológico de la cuenca de Charaña. -



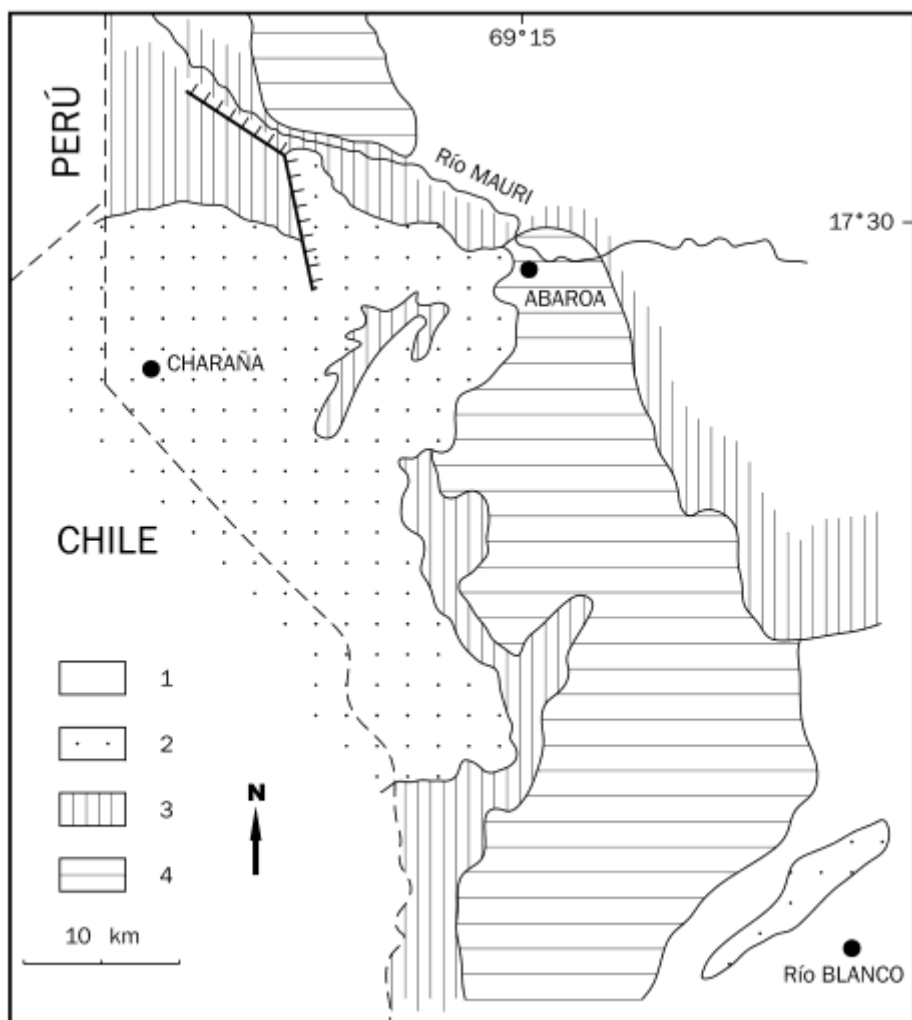


Fig. 13 – Mapa del Cuaternario de la cuenca de Charaña.

TERRAZAS FLUVIATILES DEL CUATERNARIO RECIENTE

Los estudios efectuados sobre la morfogénesis de los Andes bolivianos indican que la evolución del Cuaternario reciente se realizó entre dos situaciones

extremas, la primera por una erosión de los vertientes y profundización de los ríos, la segunda por una erosión muy reducida, instalación de turberas, pantanos y una sedimentación fluvial relativamente fina en el fondo de los pequeños valles. Esta evolución es muy aparente a diferentes alturas desde los 500 hasta los 4500 m de altura. Las principales etapas de evolución están basadas en el estudio detallado de las terrazas bajas y las dataciones de ^{14}C en los depósitos de material orgánico (turberas, conchillas, carbón vegetal), de la Cordillera Real, Altiplano y los valles afluentes de la Cordillera Occidental.

Contexto geomorfológico e hidrológico

Una parte del piedemonte de la Cordillera Oriental al Noreste de la ciudad de La Paz permite definir de manera regional los diferentes ejes de drenaje, de la parte alta de los Andes:

- a . Los valles más grandes son aquellos que drenan las cadenas montañosas, y las partes altas están caracterizadas por una morfología glacial, los depósitos del Cuaternario Reciente están principalmente representados por las morrenas y sedimentos lacustres o pantanosos represados detrás de las morrenas. Río abajo se encuentran sobre todo terrazas y conos de deyección de elementos gruesos y mal clasificados.
- b . Los valles menores representan pequeñas cuencas completamente aisladas de las partes altas de la cadena montañosa. Estos valles no han sido ocupados por los glaciares del Cuaternario reciente. Testigos de los depósitos del Pleistoceno superior y del Holoceno se encuentran muy erodados y subsisten bajo la forma de terrazas bajas escalonadas convergentes hacia río abajo. En este tipo de valle, las aguas de fusión de los hielos glaciares no han participado en la alimentación de las acumulaciones detríticas.
- c. Los pequeños ejes de drenaje (quebradas) corresponden frecuentemente a profundas incisiones anteriores al Cuaternario reciente, sobre el piedemonte de las cadenas montañosas.

Un ejemplo está representado por la Quebrada Sorechata, que profundiza algunas decenas de metros sobre un perfil longitudinal de pocos kilómetros. Las acumulaciones son alimentadas por precipitaciones locales y de manera reducida por fuentes de agua subterránea. El Cuaternario reciente está representado, en este tipo de eje de drenaje, por depósitos espesos, y a veces bien conservados.

d . Finalmente se encuentra sobre las vertientes, erosiones profundas, posteriores al último pleniglacial que han alimentado conos de deyección situados a la desembocadura de los valles. El desarrollo de estos conos fue controlado por la erosión de las pendientes y al mismo tiempo por el drenaje longitudinal de los ejes mayores.

	Río Pampasi		Río Sorechata		Río Huilique	Río Tuní-Condorli	Río Schuena	Río Chiar Johko	Río Pankora
	R. Arriba	R. Abajo	R. Arriba	R. Abajo					
Inter-glacial Sorata-Choqueyapu	?	Dissección (C2)	Dissección (C2)	Dissección (C2)	Dissección (C2)	?	Dissección (C2)	?	
Glaciación Sorata	?	Glaciación IV	Glaciación IV	Glaciación IV	Glaciación IV	?	Glaciación IV	Paleosuelo	
Inter-glacial Kaluyo-Sorata	Morrena (MS)	Flujo de till (FTS)	Flujo de till (FTS)	Flujo de till (FTS)	Flujo de till (FTS)	Morrena (MS)	Flujo de till (FTS)	Flujo de till (FTS)	
		Gravas (GPS)	Gravas (GPS)	Gravas (GPS)	Gravas (GPS)		Gravas (GPS)	?	Paleosuelos
	Dissección (C2)	Dissección (C2)	?	Dissección (C2)	Dissección (C2)				
PZ: Paleozoico	Glaciación III FA	Glaciación III FA	Glaciación III FA	Glaciación III FA	Glaciación III PZ-T-FA	Glaciación III FA		Glaciación III FA	Granitos no alterados
									S. erosión FA

PZ: Paleozoico T. Terciario FA: Formaciones antiguas (Pleistoceno inferior)

CORDILLERA ORIENTAL

Valle de La Paz. El río La Paz esta conformado por la confluencia de varios ejes hidrográficos mayores (ríos Kaluyo, Chuquiaguillo, etc.). Tres etapas principales han sido identificadas en este valle:

- a. Una fase de erosión de los flancos del valle ha alimentado potentes conos de deyección que se encuentran en las partes altas y bajas de las morrenas del último pleniglaciario, los conos pasan lateralmente a una terraza conformada de material grueso y mal clasificado, localmente arcilloso, que sugiere una acumulación de flujo de barro (terrazza Miraflores). Estos depósitos alcanzan entre 20 y 30 m de espesor en el eje principal del valle de La Paz, pero son menos espesas en los valles afluentes. En algunos sitios la superficie de estas terrazas, parece estar afectada por una fase de erosión en glaciación.
- b. Una fase de profundización se observa sobre el conjunto de los perfiles longitudinales. Localmente un episodio de relleno de material grueso, está representado por una terraza de poca extensión, situada a 10 m por encima del río actual.
- c. Una fase importante de acumulación sucede a la anterior profundización.

Sobre el lado derecho del río Chuquiaguillo, un afloramiento de aproximadamente 12 m de gravas, limas y turbas intercalados, presenta de la base al tope la siguiente sucesión litológica:

- 4 a 5 m: limas arenosas y turbas con lentes de gravas intercaladas. Esta formación ha sido fechada de $12\,700 \pm 230$ años AP en la parte inferior y 8330 ± 170 años AP en la parte superior.
- 4 m: gravas con matriz frecuentemente limo-arcillosa, con varios niveles de turbas más o menos discontinuos, La base está fechada en 4280 ± 560 años AP y la parte superior de 765 ± 85 años AP,
- 2 a 4 m: gravas mal clasificados de un cono de deyección ligado a la erosión del

flanco (bad lands todavía activa hoy en día), Este cono está cortado por la profundización reciente y actual del valle.

Valle del río Sorechata - Este valle está aislado de la cadena montañosa, solo ha existido algunos glaciares de circo, durante la última glaciación en la parte alta de la cuenca de drenaje. El eje principal del valle presenta algunos testigos de dos terrazas, conformadas de gravas (Sorechata I y II), situadas respectivamente a 8 y 5 m, por encima del lecho actual de los ríos. Algunos niveles de turbas poco espesas y discontinuas han permitido fechar el primer relleno de más de 35 000 años AP en su base (Sorechata I) y el segundo relleno de 17 000 años AP aproximadamente en su parte media (Sorechata II). Una terraza muy baja, principalmente compuesta de limos se sitúa a ± 2 m, su extensión es bastante reducida.

Algunas incisiones entallan, sobre el flanco norte del valle, las formaciones glaciares o fluvio-glaciares del Cuaternario antiguo y medio. Estas incisiones son estrechas (300 - 400 m) y profundos (20 - 40 m). Sus perfiles longitudinales fuertemente inclinados (20%) no tienen más de 1 a 2 km de longitud. Muchos testigos de depósitos del Cuaternario reciente son conservados en afloramientos que alcanzan 15 m de espesor máximo. Muchas superficies de erosión interna indican profundizaciones periódicas. De lo más antiguo a lo más reciente se distingue:

- a - Depósitos de gravas mal clasificados, localmente arcillosas (4 m), capas de turbas intercaladas. Una de ellas situada en la parte superior indica una fecha de más de 35000 años AP. Esta formación subsiste en algunos sitios de la parte alta del perfil longitudinal. Río abajo, en la desembocadura sobre el valle del río Sorechata, un cono de deyección constituido de gravas con intercalación de limos y turbas lenticulares, arrojó una edad superior a 40000 años AP.
- b - Superficie de erosión, localmente recubierta por gravas mal clasificadas, de 2 m de espesor como máximo. Formación limosa y turbosa con estratificación de gravas

mal clasificadas (7 m). Esta formación aflora de manera discontinua, lo que dificulta la correlación detallada entre los diferentes cortes. Sin embargo, podemos diferenciar los niveles 3, 4 y 5 siguientes respectivamente.

c - En la base de las turbas con lentes de gravas o de limos y turbas intercaladas. Cinco dataciones ^{14}C sitúan estas capas entre más de 35 000 y 17750 ± 800 años AP. Superficies internas de erosión están marcados en este intervalo de sedimentación.

d - Depósitos de gravas poco espesas de 0,5 a 1 m, limitado en la base por una superficie de erosión.

e . Limos y arenas finas más o menos arcillosas con lentes decimétricos o centimétricos de gravas mal clasificadas. En su parte superior una turba ha sido datada de $12\,800 \pm 100$ años AP.

f . Depósitos de gravas mal clasificados en una matriz más o menos arcillosa o limosa. Estos depósitos discontinuos son productos de la remoción en masa, por solifluxión de las formaciones glaciares o fluvio-glaciares del Cuaternario antiguo o medio. .

g - Superficie de erosión. ,

h . Limos con capas o lentes de turbas, localmente con lentes centimétricas y decimétricas de gravas (espesor máximo 4 m). Esta acumulación pasa lateralmente a los flancos, río arriba a un suelo café compuesto de un horizonte orgánico de 5 a 30 cm de espesor. En el detalle se distingue:

h1 . a la base limos grises con lentes de gravas o turbas con lentes centimétricas de arenas y gravas. Estas capas han sido datadas en 5950 ± 800 años AP en su parte media;

h2 . superficie interna de erosión donde los canales están colmatados por sedimentos gruesos, la erosión se acentúa río abajo;

h3 . limo s y arenas fmas, grises, con lentes de gravas en la parte superior. Una turba laminada situada en la base ha sido datada de 1550;

± 60 Y 1560 ± 80 AP en dos afloramientos separados por algunas centenas de metros.

i - Superficie de erosión todavía activa en la actualidad. El fondo del valle está tapizado por depósitos gruesos y fragmentos de turbas re TRABAJADAS.

Esta sucesión hace aparecer cuatro secuencias mayores de depósitos, donde facies de limos y turbas son predominantes: la primera es anterior a 35 000 años AP, la segunda comienza antes de 35 000 Y termina alrededor de 18000 años AP, la tercera marca el fin del Altiplano (13 000 años AP), probablemente truncado en su parte superior, el cuarto se sitúa entre 6000 y un poco menos de 1500 años AP. Estas secuencias son mucho mas complejas en el detalle: los lentes de sedimentos más o menos gruesos se pueden intercalar, superficies menores de erosión son localmente aparentes. Ellos materializan sin embargo fases de acumulación de sedimentos relativamente finos, netamente en oposición a episodios de profundización o de sedimentación gruesa.

El período comprendido entre $12\ 800 \pm 100$ Y 5900 ± 800 años AP es mal definido en la quebrada de Sorechata. Sin embargo un pequeño valle próximo (Chiarjahuirá) ofrece una secuencia bien estratificada datada en la base de 9820 ± 120 años AP.

CORDILLERA OCCIDENTAL

Quebrada Kalachaca. (estudiada por Servant & Fontes, 1984) Esta quebrada, afluente del río Mauri encajonada en las ignimbritas Pliocenas (Formación Pérez) cerca de 100 m de espesor. Está dominado por escarpes rocosos donde la base se halla tapizado por coluvios estratificados. El fondo de este pequeño valle está colmatado por depósitos del Cuaternario reciente de 10 a 15 m de espesor, cortados por una erosión regresiva que afecta la parte baja del perfil longitudinal.

Numerosos otros valles presentan la misma morfología y los mismos depósitos al Norte del río Mauri. En la quebrada Kalachaca de lo más antiguo a lo más reciente tenemos las siguientes unidades litológicas:

1 . depósitos muy gruesos con bloques de ignimbritas, recubiertas por 2 a 3 m. de gravas con capas intercaladas de turbas y arcillas;

2 . superficie de erosión;

3 . depósitos esencialmente constituidos de gravas estratificadas con elementos angulosos, espesor de 4 a 5 m. Algunas turbas lenticulares se intercalan a diferentes niveles. Una de ellas situada cerca de la parte superior ha sido fechada de 10 060 \pm 135 años AP. Una otra turba, tomada en el valle próximo, dio una edad de 13 230 \pm 80 años AP. Estos depósitos pasan, al pie de los flancos, a coluviones producto de la fragmentación de las rocas volcánicas por el hielo. En el fondo del valle están bien estratificados y frecuentemente caracterizados por secuencias centimétricas o decimétricas, clasificación granulométrica, gravas en la base, limos en la parte superior recubiertos por una capa milimétrica de restos vegetales;

4 - superficie de erosión (4a) localmente recubierta por una capa de bloques y de gravas (4b). Una turba, retrabajada descansa sobre estos depósitos gruesos, la turba tiene una edad $14C$ de 9850 ± 140 años AP;

5 - formación limosa con gravas y turbas intercaladas (3 a 4 m). Río arriba esta formación presenta:

5a - a la base, turbas laminadas con lentes decimétricos o métricos de gravas y gravillas. Estas capas han sido datadas de 4835 ± 90 años AP en la parte media y de 4210 ± 60 años AP en la parte superior;

5b - limos grises, gravas y cantos planos, imbricados. Río abajo, se encuentran las turbas de la base (a), la parte superior está caracterizado por capas orgánicas y lentes gravosas, donde una muestra tomada en la parte superior dio una edad de 2250 ± 75 años AP. Estas sucesiones indican, el pasaje, de la base al tope de una sedimentación limonosa gravosa, las turbas tienen una extensión muy reducida en la parte superior.

6 - superficie de erosión.

El sitio de Kalachaca permite individualizar dos secuencias mayores de depósitos separados por una superficie de erosión (4). La primera sucesión (3) es esencialmente gravosa pero contiene al menos una lente de turba espesa y otra capa orgánica más continua intercalada. Esta última fue fechada en 13 280 años AP en la base y cerca de 10000 años en la parte superior. La segunda secuencia (5), rica en turba en su parte inferior se sitúa del Holoceno medio al Reciente (de 4210 años AP a 2250 años AP).

Río Jareta - Testigos de terrazas bajas observadas río arriba de la confluencia con el río Mauri, sobre la ruta de Charaña a Abaroa. De lo más antiguo a lo más reciente se observa, la siguiente secuencia litológica:

1 - en la base de los afloramientos aparecen depósitos de gravas de manera puntual;

2 - una acumulación limosa (2 a 3m) con capas negras y claras intercaladas. La parte inferior presenta lentes métricos de limos y de capas orgánicas interdigitadas. En la parte superior la estratigrafía está perturbada por acumulaciones discontinuas de evaporitas (yeso). Probablemente debido a aguas subterráneas. La parte superficial de esta acumulación está marcada por una capa calcárea discontinua. Una turba rica en azufre, situada en la parte inferior ha sido datado por ^{14}C en 11465 ± 165 años AP. Una otra capa orgánica en la parte inferior dio una edad de 9710 ± 185 años

AP;

3 - una superficie de erosión marcada por canales que cortan casi en su totalidad la acumulación anterior;

4 - depósitos areno-limosos con lentes métricos de gravas (10 a 20 m) recubiertos por una capa de limos blancos calcáreos. Localmente se observa un horizonte palustre bajo la capa limosa. Algunos nódulos calcareos planos aparecen en la parte superior. Restos leñosos muestreados en la base del relleno de un canal, han sido datadas en 4390 ± 150 años AP;

5 - superficie de erosión;

6 - arenas limosas con lentes métricos de depósitos gruesos mal clasificados;

7 - superficie de erosión, en actual funcionamiento.

Fases mayores de la morfogénesis fluvial. Correlaciones estratigráficas

! Los ejes menores han evolucionado por una alternancia entre períodos de erosión y períodos de sedimentación limo - gravosa, más o menos orgánico. Las secuencias de depósitos finos son más o menos sincrónicas. Las dataciones ^{14}C de los cortes precedentes permite diferenciar 6 fases mayores de depósitos o de erosión en los valles o quebradas de la Cordillera Oriental y Occidental. De lo más reciente a lo más antiguo se distinguen las siguientes fases:

- *la fase A* caracterizada por una erosión generalizada de los flancos y de los fondos de los valles y por la acumulación de sedimentos gruesos (conos de deyección y transporte de fondo) al pie de las pendientes o ciertas partes de los perfiles longitudinales. La morfología está ligada a precipitaciones tormentosas y raudales torrentosos. Esta fase comienza después de 1500 ó 800 AP (Sorechata), aproximadamente, siendo la erosión de los flancos particularmente activos después de 760 AP (Chuquiaguillo). La profundización del fondo de los pequeños valles se efectúa de manera regresiva a partir de los ejes mayores del drenaje. Muy notorio en las partes bajas de los perfiles longitudinales, menos marcada río arriba

(Kalachaca). Por lo tanto las erosiones que caracterizan la fase A, pueden ser desplazados en el tiempo en función de la actualidad;

- *la fase B* corresponde a una colmatación de los fondos de los pequeños valles por sedimentos finos y raras facies gruesas. Esto indica la ausencia de canales potentes para evacuar los detritos río abajo. Esta fase de relleno está datada en 6000 a 5000 AP en su parte inferior y de menos de 1500 AP en su parte superior.

Los depósitos presentan rápidas variaciones litológicas, pudiéndose definir dos tipos de facies. El primero comprende limos grises, frecuentemente ricos en turbas, bien estratificados: evoca escurrimientos superficiales de caudales reducidos, transporte en suspensión en los fondos de los valles más o menos colonizados por una vegetación húmeda. El segundo está caracterizado por lentes centimétricos o métricos de gravas a veces imbricados, de arenas o limos excepcionalmente con cantos. Indica un escurrimiento difuso, una reducción del tapiz vegetal en los fondos de los valles y un escurrimiento sobre los flancos permitiendo aportes de detritos mas o menos finos. La presencia de pequeños conos de deyección en los bordes de los valles confirma localmente el aporte de los flancos (Kaluyo). Las facies detríticas poco más gruesas tienden a predominar en la parte superior de la fase B (Kalachaca, Sorechata, Kaluyo).

La acumulación de estos depósitos ha sido episódicamente interrumpida por pequeñas fases de erosión. Por ejemplo en Sorechata (8b) después de 4430 AP y antes de 1560 AP. Otro ejemplo está representado en el corte de Jaketa (3). También es posible individualizar una erosión holocena reciente de los flancos en la Cordillera Oriental (valle de Jichhu Kota). Esta erosión ha alimentado pequeños conos de deyección recubiertos por una turba datada de 3120 ± 150 años AP (Servant- Vildary, 1982).

- *La fase C* está representada, en todos los cortes observados, por una superficie de erosión que recorta los depósitos más antiguos (Pleistoceno Superior y Holoceno

antiguo). La erosión es anterior a 6000 ó 5000 AP. Observaciones anteriores (Servant & Fontes, 1978) sugieren que esta erosión pueda ser posterior a 7500 AP. Su duración sería entonces de 1 a 2 mil años.

- *La fase D* está marcada por una acumulación de materiales fluviales relativamente finos datados en 13230 ± 80 años AP (Kalachaca) y menos de 10 000 años AP (Jaketa, Chiarjahuirá). Estos depósitos no han sido observados en todo su espesor: en ciertos cortes la acumulación del pleistoceno terminal situados en la base de los afloramientos son poco aparentes (Jaketa, Chiarjahuirá, Kaluyo), en otros el Holoceno antiguo es poco espeso (Kalachaca) o probablemente erodado (Sorechata). Por este hecho el pasaje entre el Pleistoceno y Holoceno es mal conocido, sin embargo no parece existir modificaciones mayores en la sedimentación fluvial (Jaketa, Kaluyo). Los depósitos de la fase D son esencialmente limosos en los valles que entallan las formaciones fluviales, glaciares o lacustres del Plio- Pleistoceno. Son gravosas en la quebrada Kalachaca encajonado en las ignimbritas, aquí presentan un aspecto anguloso indicando una fragmentación de rocas volcánicas por el hielo. En todos estos depósitos, las turbas son raras, poco espesas y muy localizadas. Esto indica que la vegetación húmeda no se ha desarrollado suficientemente en los fondos de los valles, excepción de una o dos fases de corta duración. Globalmente, las facies del Pleistoceno terminal y el Holoceno antiguo indican escurrimientos difusos con algunos episodios torrenciales débiles (depósitos estratificados y clasificación granulométrica de Kalachaca).

- *La fase E* corresponde a una nueva erosión en la región de La Paz, la erosión de las pendientes ha alimentado los conos de deyección anteriores a 12 350 años AP. La fase E no es bien conocida, datada solamente en Sorechata. Tampoco podemos atribuir una significación estratigráfica a la escala regional. En Sorechata esa fase comprende dos secuencias de depósitos de turbas intercaladas, la más antigua es anterior a 40 000 años AP, la segunda se sitúa al menos en su parte superior entre

32 000 y 17 000 años AP.

En la región de Cochabamba (río Cayarani) un depósito de limos y niveles de turbas recubiertas por una espesa capa de conglomerados de un abanico, ha sido datada en 17 000 y 19 000 años AP.

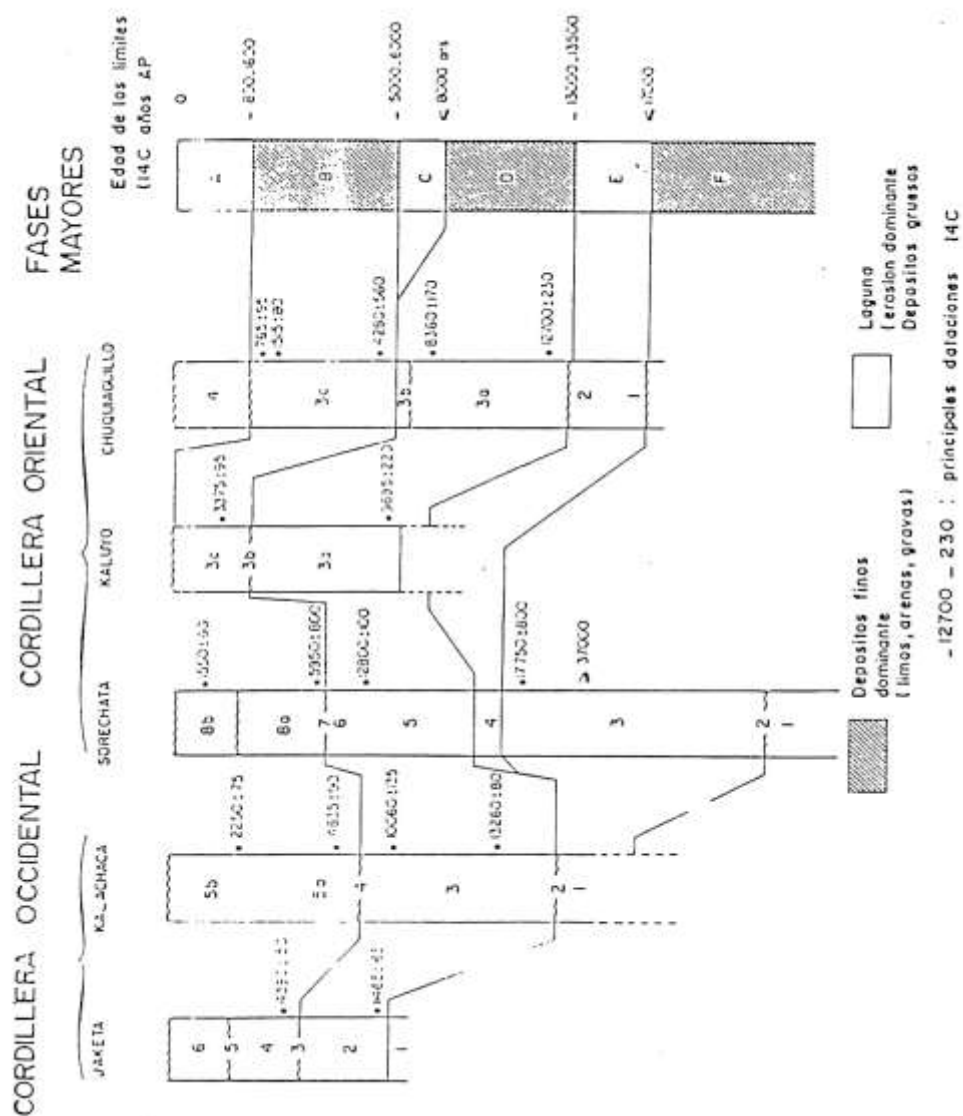


Fig. 14 – Tabla de correlación de perfiles cordilleranos.

Correlación de superficies de ablación y terrazas fluviales

Al pie de la Cordillera Oriental, el sistema lacustre y glaciar descansa sobre una vieja superficie del Cuaternario antiguo o del Plioceno superior, poligénica: S6. Esta superficie recorta estructuras del Plioceno inferior plegado en la región de La Paz.

En los piedemontes de la Cordillera Occidental, esta superficie que también recorta las estructuras del Plioceno y Mioceno, está fosilizada por las ignimbritas Pérez. El paleolago Mataro se desarrolló a lo largo de todo el Altiplano. La subida de las aguas correspondería al retroceso de la glaciación Calvario y la parte somital de los depósitos sería contemporánea a una gran superficie de ablación que se desarrolla alrededor del paleo Lago 3950 m. Estas se encajonan río arriba sobre los relieves de la Cordillera Oriental y las serranías del Altiplano en particular la serranía de Corocoro, llamado por Lavenu (1984): S5.

En la región de Ayo Ayo y Umala los sedimentos lacustres muestran una alternancia de limos arcillosos, arenas y gravas, El descubrimiento de fósiles (*Macrauchenia sp.* *Glassotherium sp.*) ha permitido atribuir una edad Pleistocena inferior a estos depósitos (Hoffstetter *et al.*, 1971), Los argumentos estratigráficos y geomorfológicos permiten hacer correlaciones con la cuenca de La Paz (Lavenu, 1978), (Cuadros 12.1 y 12.II), Se muestra que la formación lacustre Ayo Ayo del Pleistoceno es equivalente de la serie fluvio lacustre Purapurani. Por las mismas razones geomorfológicas, en particular del hecho de que estas series sean comprendidas entre las mismas superficies de ablación, la Formación Ayo Ayo sería equivalente del lago Matara.

Los depósitos del paleolago correspondiente a la extensión Cabana se encajonan en los depósitos Mataro. El lago Cabana correspondería según el mismo esquema al retroceso de la glaciación Kaluyo. La superficie de ablación que le es asociado (3900 m) es el nivel S4. Generalmente las superficies S5 y S4 se encuentran a varias decenas de metros encima del fondo de los valles actuales.

La extensión de estas superficies S5 y S4 en el Norte y Centro del Altiplano permite pensar que a esta época la barrera de Ulloma Callapa, que actualmente es atravesada por el río Desaguadero, no debió existir y que los dos lagos Mataro y Cabana formaban un solo plano de agua en el Altiplano.

Posteriormente se encajona en los depósitos precedentes, los depósitos del lago Ballivián, que corresponde al retroceso glaciar Sorata. Aquí se desarrollan terrazas fluviales y glaciales terrazas asociadas. Esto es conocido como T3. Estos niveles corresponden a un plano de agua situado a 3860 m. Las terrazas fluviales están generalmente a 5 ó 6 m encima del curso actual. Estos sedimentos lacustres observados por Servant (1978) en el Altiplano Sud (Formación Escara) pueden ser equivalentes con el lago Ballivián.

Alrededor del lago Titicaca se notan niveles de terrazas a 3840 m entallados generalmente en los depósitos Ballivián. No se conoce la terraza fluvial asociada, pudiendo corresponder a un corto período de estabilidad durante el descenso general de la fase del Lago Ballivián.

ALTIPLANO



Litología	Unidad	Edad
	Evaporitas	Holoceno
	Tauca	9 -12 ka.
	Minchín (Arg)	20-30 ka.
	Aluvial Coluvial	Pleistoceno Superior
	Dunas	Pleistoceno Medio
	Ballivián Fm Ulloma	Pleistoceno Superior
	Cabana	
	Mataro	
	Chijini	2.8 Ma.

V - EL ALTIPLANO

DEPOSITOS LACUSTRES ANTIGUOS

El Altiplano es una gran cuenca endorréica comprendida entre la Cordillera Oriental y la Cordillera Occidental. Tiene una longitud aproximada de 2000 km de largo y 200 km de ancho, su altura varía de 3700 a 4600 m de altura. La parte norte y central está ocupada por dos grandes lagos: el lago Titicaca y el lago Poopó. El lago Titicaca echa sus aguas al lago Poopó por intermedio del río Desaguadero (370 km de largo y una pendiente de 0.03%; Boulangé *et al.*, 1978). La parte Sur es la más árida (100 mm/año de precipitación hacia 22° S en lugar de 600 mm/año hacia 17° S). En el dominio de las grandes salinas se encuentran: los salares de Uyuni y Coi pasa. El Sur del Altiplano (Lípez) está conformado por una cadena volcánica. En esta vasta cuenca endorreica se observan restos de depósitos lacustres antiguos escalonados indicando varias extensiones lacustres antiguas.

Desde el principio del siglo XIX, estos paleolagos y sus depósitos han sido estudiados por geógrafos y geólogos: Agassiz (1876), Bowman (1909), D'Orbigny (1847), Neveu-Lemaire (1906), Pompeki (1905). Estos primeros trabajos fueron proseguídos por Ahlfeld (1946), Ahlfeld & Branisa (1960), Douglas (1914), Lavenue (1986), Moon (1939), Mourguiart (1992), Newell (1947), de Oliveira (1985), Sefve (1910-1915), Servant (1978), Steinmann (1929), Troll (1927, 1928), Troll & Finsterwalder (1935), Vargas (1981) y Wirrmann (1987).

CRONOLOGIA DE LAS VARIACIONES DE EXTENSION DE LOS LAGOS CUATERNARIOS

Dos depósitos lacustres antiguos han sido observados y descritos por Lavenue *et al.* (1984) principalmente en el Altiplano Peruano, pudiendo ser también aparentes al Noroeste del lago Titicaca. Estos niveles son más antiguos que los conocidos hasta ahora en Bolivia (Tauca, Minchin, Ballivián).

Los depósitos lacustres Mataro . En Mataro Chico ($70^{\circ}12' \text{ O}$ y $15^{\circ}02' \text{ S}$) han sido observados depósitos lacustres más antiguos, correspondientes al lacustre Mataro. Estos se presentan en forma de una serie detrítica monótona, mostrando una alternancia de bancos arcillo-arenosos, de color ocre, con pasajes areno-gravosos. La serie incompleta aflora sobre 50 m de espesor. En estas formaciones detríticas bastante gruesas, algunos restos de mamíferos fósiles indican una edad Cuaternaria (determinada por de Muizon). La formación _ lacustre Cabana se encajona en la formación Mataro: esta última es anterior. El episodio lacustre Mataro se situaría en el Pleistoceno antiguo.

No se conocen con exactitud los niveles lacustres equivalentes, sin embargo, la Formación Pleistocena de Ayo Ayo y la Formación Purapurani pueden ser de la misma edad.

Un solo argumento morfológico permite precisar la extensión de este lago. En efecto, estos depósitos están recortados por una superficie subhorizontal a 3950 m como promedio, indicando el nivel mínimo del plano de las aguas.

Alrededor del lago Titicaca se encuentran restos de superficies de ablación que atestiguan la presencia de un plano de agua a este nivel. Pero estos niveles se hallan desplazados por fallas y no se encuentran más a la misma altura. Más al Sud,

cerca de la estación Pando, los depósitos Terciarios están recortados también por una superficie de ablación a 3950 m.

Los depósitos lacustres Cabana - Un nivel anterior al lacustre Ballivián ha sido ya mencionado por Lavenu (1981) bajo el nombre de “lacustre pre-Ballivián”. Los depósitos de esta extensión lacustre han sido estudiados en la región de Deustua-Cabana en el cerro de Japiza a 25 km al Suroeste de Juliaca (70°20' O .y 15°38' S). Es una serie lacustre detrítica, compuesta de laminitas arcillosas y arenas, en su conjunto de color azulado a rojizo, con pequeños bancos de gravas y arenas; su espesor es de 50 m en afloramiento. La edad de esta serie no ha sido determinada con precisión, sin embargo, se observa un encajonamiento de los depósitos lacustres Ballivián, lo que indica que es anterior a estos niveles y al menos del Pleistoceno medio. Al Norte del lago Titicaca (en la zona de Mataro Chico, 70°42' O y 15°05' S) se encuentran encajonados depósitos idénticos en los relieves tallados en el substrato Paleozoico o en los niveles lacustres más antiguos.

En Bolivia en la zona de Viacha, Estación Pando y Ulloma, se encuentran sedimentos lacustres más antiguos que los de la Formación Ulloma, Estos presentan una facies detrítica frecuentemente compuesta de gravas, arenas y limos. Son considerados por Lavenu et al. 1986 como equivalentes a los del episodio lacustre Cabana.

Un rasgo geomorfológico que constata el conjunto de estos depósitos, es la presencia de una superficie somital subhorizontal que limita estos sedimentos: una altura de 3900 m. Es el nivel mínimo alcanzado por el paleo lago Cabana. Hacia los relieves esta superficie pasa a un pedimento que recorta series más antiguas.

Los depósitos lacustres Ballivián. La extensión lacustre Ballivián en el Altiplano Norte es conocida ampliamente en el borde del lago Titicaca. Los más altos

depósitos conocidos se hallan a 3850 m de altura. Los sedimentos del lago Ballivián están formados esencialmente de arenas finas bien estratificadas donde se intercalan capas arcillosas y limosas, se hacen gravosas en la desembocadura del río principal.

A ambos lados del río Desaguadero, se encuentran depósitos lacustres de gran extensión (Formación Ulloma). Estos depósitos han sido atribuidos al período del lacustre Ballivián (Troll, 1927). Han sido observados testigos de depósitos lacustres a 3880 m de altura al Norte y al Este del lago Titicaca, no pasan de los 3850 m. Esta diferencia de altura probablemente está controlada por movimientos verticales posteriores a este periodo.

La Formación Ulloma está formada esencialmente de arenas finas bien laminadas, localmente ricas en nódulos calcáreos. La arcilla o limos arcillosos se desarrollan sobre todo en la parte superior. Una capa de diatomita directamente encima de la arena gravosa ha sido observada hacia el tope, al este de la confluencia del río Desaguadero y del río Mauri. En la misma región, la base de la formación está marcada por un banco discontinuo de cineritas. Los depósitos pasan lateralmente a arcillas con nódulos calcáreos, se hacen gravosos en los bordes de la desembocadura del río Mauri.

Los sedimentos lacustres están bien desarrollados en ambos lados del río Desaguadero hasta Ulloma. Desaparecen a algunos kilómetros río abajo de esta localidad. El lago Ballivián estaba limitado aquí por un alto topográfico que impidió su extensión hacia las zonas meridionales más bajas (cuenca del lago Poopó). El lago Ballivián no se extiende hacia el Sur, observado ya por Troll (1926). La Formación Ulloma contiene algunos fósiles de vertebrados, por ejemplo restos de mastodonte, descrito por Pompeki (1905).

Por analogía con la fauna de Tarija, los autores han atribuido los yacimientos fosilíferos de la Formación Ulloma al Pleistoceno antiguo. El análisis geomorfológico muestra que la Formación Ulloma descansa directamente sobre un

glacis de ablación bien conservado sobre los piedemontes de la serranía, principalmente la serranía de Corocoro. Este glacis conocido en otras regiones del Altiplano y al pie de la Cordillera Oriental se ha elaborado durante el segundo interglaciar Kaluyo / Sorata (Servant *et al.*, 1977), asimilado al Cuaternario antiguo, la Formación Ulloma es posterior, por lo tanto más reciente (Pleistoceno Medio).

Un modelo isotópico y químico del lago Titicaca (Cross *et al.*, 2001) indica que el clima del Pleistoceno Final fue 20 % más húmedo y 5 °C más frío que el actual. El lago en esa época fue profundo y con escasa salinidad. Su efluente descargaba un volumen 8 veces mayor que hoy en día, lo que provocaba el crecimiento del lago Tauca en el altiplano central. El clima seco del Holoceno temprano provocó una caída en el nivel del Titicaca por debajo del nivel del efluente y resultó en una rápida desecación del lago Tauca. La evaporación continuada produjo un descenso de 100 metros en el nivel del Titicaca durante el Holoceno, lo que indica precipitaciones 40 % más bajas que las actuales. El lago fue salino hasta los 2000 años antes del presente.

En el Altiplano Sud, el periodo del lacustre Ballivián es desconocido hasta el presente en las cuencas de Uyuni, Coipasa y Poopó. Los depósitos lacustres bien desarrollados alrededor del salar de Uyuni y Coipasa parecen corresponder a esta época. Los afloramientos más significativos se ubican alrededor del macizo volcánico de Huachacalla, cerca de Escara y bordes del río Lauca. Los depósitos de la Formación Escara observados sobre 15 m de espesor están compuestos de limos blancos, diatomitas ricas en sílice, localmente arcilloso o calcáreo. Al pie de los relieves se observan intercalaciones de gravas. Testigos de niveles lacustres situados a 3780 m implican la existencia de una capa de agua muy extendida con sumersión de todas las cuencas del Altiplano meridional. Pero la Formación Escara, no ha sido hasta el presente observada alrededor del lago Poopó, parece que la altitud actual de los testigos lacustres antiguos no corresponde a antiguos niveles de agua, sino más

bien sería afectado por movimientos tectónicos posteriores.

El interlacustre Ballivián / Minchín - **En el Altiplano Sur**, el descenso del nivel del lago, donde se han depositado los sedimentos de la Formación Escara fue seguido por la acumulación de grandes conos de piedemonte. Una fase de disección con profundización de los valles se produjo antes de la extensión lacustre Minchín. Este periodo ha sido afectado por la elaboración de un pequeño glacis de ablación, cuyos testigos aparecen al noreste del macizo de Huanchacalla, este glacis ha sido designado con la cifra IV, que aparece claramente más bajo que el glacis III, alrededor del salar de Uyuni y al Oeste del lago Poopó, frecuentemente recubierto por depósitos lacustres más recientes. Al Oeste y Sudoeste del lago Poopó, los campos de dunas en parte fosilizados por los sedimentos del lago Minchín se ubican en el lacustre Ballivián-Minchín. Al Norte del Río Lauca, la Formación Escara está recubierta por coluvios de piedemonte.

En el Altiplano Norte, en la región del río Desaguadero, cerca a la confluencia del río Mauri, la parte superior de la Formación Ulloma está caracterizada por un pasaje brutal de las facies lacustres diatomíticas a depósitos de gravas. Esta evolución litológica sugiere una bajada rápida del nivel de las aguas. Esta bajada del nivel ha permitido que las aguas superficiales sean drenadas momentáneamente hacia el Norte. Las zonas de confluencia de los ríos actuales con el río Desaguadero conservan todavía las trazas de esta antigua dirección de desagüe. Pero una erosión regresiva, desarrollada a partir de la cuenca de Poopó, ha modificado profundamente la red hidrográfica. Se produjo una captura entre Callapa y Ulloma, lo cual permitió la individualización del río Desaguadero actual.

Una comunicación se ha establecido entre la cuenca del lago Titicaca y la cuenca del sur del Altiplano. Río arriba de la captura, el río Desaguadero y sus afluentes se han profundizado, encajonado en la Formación Ulloma y en los depósitos terciarios subyacentes. La amplitud de profundización, del orden de 40 m

en Ulloma, disminuye en dirección del lago Titicaca. Esta fase de profundización ha sido seguida por la génesis de un glacis de ablación que está bien desarrollado sobre los flancos de los grandes valles y ubicado algunos metros encima de los ríos actuales al Sudoeste o Este de la serranía de Corocoro. Este glacis (IV) se recorta morfológicamente al pie de los altos relieves rocosos y grandes conos de deyección.

Alrededor del lago Titicaca el descenso del nivel de los lagos está marcado por la profundización de los ríos en los depósitos lacustres. La profundización que se observa es mínima, 8 metros en los bordes del lago.

Una gran parte del Sudeste del lago Titicaca se ha secado, lo cual indica una bajada del nivel de las aguas de por lo menos 15 metros en relación con su posición actual. La fase de disección del glacis IV, reconocido en los bordes del río Desaguadero, no es todavía claramente identificada cerca del lago Titicaca. Se observa localmente, río arriba, en el piedemonte de la Cordillera Oriental. Los cordones arenosos eólicos parecen haberse formado durante este período de regresión del lago Ballivián; aparecen bajo los depósitos lacustres atribuidos a Minchin en la isla de Zañuta al oeste de Carabuco, al Norte del Lago Titicaca.

Los depósitos lacustres Minchín

En el Altiplano Norte, una elevación del nivel del lago Titicaca es observada cerca de la fase de erosión precedente, pero esa elevación ha sido limitada por la abertura del río Desaguadero: las aguas desbordaron hacia la cuenca del Sur del Altiplano. Depósitos lacustres arcillosos y arenosos, situados al Norte y al Este del lago Titicaca entre 10 y 15 metros encima del nivel actual, son asimilados a esta nueva extensión lacustre.

En el Altiplano Sur, las cuencas de Uyuni, Coipasa y Poopó han sido sumergidas bajo agua en una extensión aproximada de 60 000 km² (Servant &

Fontes, 1978). El nivel lacustre alcanzó 3760 m de altura lo cual implica una profundidad máxima de al menos 100 m.

Los depósitos del lago Minchín se presentan bajo dos facies diferentes: las construcciones algarias, estromatolitos y los sedimentos limo-arcillosos, arenosos más o menos calcáreos, a veces diatomíticos.

Construcciones algarias espectaculares y de formas muy variadas tapizan algunas veces de manera continua las antiguas pendientes lacustres cuando estas son fuertemente inclinadas y de naturaleza rocosa. Se las encuentra sobre pendientes débiles en colonias más o menos aisladas: Los arrecifes de algas son _ bien desarrollados sobre las terrazas de abrasión litoral. Estas últimas se sitúan alrededor de 3740 - 3720 y 3700 m de altura. Los niveles lacustres se siguen de manera continua sobre grandes distancias, pero algunas anomalías de origen probablemente tectónico pueden ser señaladas. Faltan las más altas terrazas de abrasión litoral, por ejemplo, alrededor del volcán de Coipasa y en ciertos lugares del macizo de Salinas Garci de Mendoza.

Los sedimentos se sitúan en las depresiones topográficas o pegadas sobre los pendientes. Generalmente, es difícil distinguir de los depósitos lacustres más recientes en las zonas que corresponden al dominio de extensión del lago Tauca por debajo de la curva de nivel de 3720 m. Encima de esta altura, los depósitos del lago Minchín se encuentran en facies variadas: alternancia de arenas finas con estructuras de ripple-marks, de arcillas y algunas veces gravas, cantos calcáreos con conchillas de gastrópodos. El espesor de las capas lacustres es bastante reducido en los bordes de la cuenca: una decena de metros como promedio. Sin embargo, en el fondo de las depresiones alcanza a más de 120 metros (Risacher, 1986).

La evolución detallada del lago Minchín todavía no es bien conocida. En las series lacustres accesibles a la observación y atribuidas sin error a depósitos lacustres que se sitúan a 3720 m. El nivel del lago ha alcanzado 3760 m de altura,

pero no se ha mantenido mucho tiempo a esta altura máxima. Las construcciones algarias son poco desarrolladas, no ha existido disección de las superficies de abrasión litoral.

Por el contrario, las terrazas de abrasión están frecuentemente muy bien marcadas alrededor de 3740 - 3730 y 3700 m. Lo cual indica una estabilización prolongada del nivel de las aguas. La posición cronológica de estas terrazas en relación al máximo lacustre no aparece de manera evidente sobre el terreno. Ellas han podido desarrollarse durante la fase transgresiva del lago o, por el contrario, durante el período regresivo. La segunda hipótesis adoptada por Servant & Fontes (1978) indica que si las terrazas se han formado durante el período de elevación del nivel de las aguas, las construcciones algarias que los tapizan, deberían estar recubiertas por sedimentos lacustres correspondientes a las fases de profundización posterior del lago. Esta superposición no ha sido observada. Por el contrario, algunos cortes muestran que los arrecifes de algas pueden descansar sobre los sedimentos lacustres.

Las dataciones por ^{14}C , efectuadas sobre conchillas en depósitos lacustres Minchín situados a 3720 m de altura, dan edades límites superiores a 20 000 y 30000 AP. Otras dataciones sobre el mismo nivel (2) dan $27\,500 \pm 800$ AP y 26000 ± 600 AP. Si la terraza lacustre a 3720 m es bien posterior al nivel del lago Minchín, hay que admitir que la extensión más grande del nivel de aguas es anterior a 27 000 AP.

El interlacustre Minchín / Tauca- En la región del lago Titicaca, el descenso del nivel del lago está representado por depósitos de gravas discontinuos que descansan sobre las arcillas lacustres del período precedente. Un testigo de paleosuelo ha sido observado bajo estos depósitos gruesos en la región de Batallas (Ortuño, 1978).

En la parte Sud del Altiplano, este período interlacustre está marcado en el borde de las cuencas por una superficie de erosión o por depósitos eólicos de poco espesor o depósitos fluviales que retrabajan localmente los restos de algas Minchín (Tauca, Remedios y Playa Verde). Una capa de sal, encontrada a 20 m de profundidad, indica un desecamiento del lago Minchín.

Los retoques morfológicos claramente observados en la región del Desaguadero se asemejan al período interlacustre Minchín - Tauca: El más importante se desarrolla al Norte de Callapa en forma de una superficie de ablación encajonada en el glacis IV.

Los depósitos lacustres Tauca - El lacustre Tauca se desarrolla en todas las depresiones del Altiplano, poco marcado en el Norte, donde la elevación del nivel del Titicaca ha sido limitada por el desagüe del Río Desaguadero. Los sedimentos arcillosos de una baja terraza que se ubica a algunos metros encima del nivel actual son asimilados a esta fase lacustre. En cambio, los depósitos lacustres están bien desarrollados en los bordes del lago Poopó, salares de Uyuni y Coipasa, son generalmente diatomitas calcáreas o arcillosas de 2 a 5 m de espesor, que pasan a arenas finas laminadas, pequeñas conchillas de gastrópodos, algunas veces una intercalación de gravas y arenas gruesas fluviales con estratificación entrecruzada u oblicua.

Los niveles lacustres más altos se encuentran cerca de la curva de nivel 3720 m. Esta curva coincide aproximadamente con los contornos del antiguo lago cuando este se hallaba en su máxima extensión. Presenta una superficie de 43 000 km² aproximadamente y una profundidad máxima de 60 m. Se subdivide en tres subcuencas casi independientes, el lago Poopó y los salares de Uyuni y Coipasa.

La alimentación fue principalmente a través del Río Grande de Lipez al Sur, el río Lauca al Noroeste, el río Desaguadero (desagüe del Río Titicaca) al Noreste. La cuenca de drenaje muy extensa incluye en particular, los glaciares que descienden hasta el Altiplano a partir de las Cordilleras Occidental y Oriental. En el Suroeste (Lipez), las pequeñas depresiones individualizadas en un paisaje volcánico han sido ocupadas por lagos cerrados, donde las terrazas litorales se sitúan entre 5 y 10 m por encima del fondo de las cubetas. La terraza de la laguna Chiar Kota forma una línea casi continua alrededor del lago actual. Compuesto de una costra calcárea, donde se observa una yuxtaposición de pequeñas colonias algarias y de depósitos de calcita alrededor de los antiguos restos vegetales.

La última etapa del lacustre Tauca esta representada por una terraza baja compuesta de arcillas, recubiertas por una capa calcárea, muy extendida a lo largo del salar de Uyuni y Coipasa. Los depósitos han sido ligeramente erodados antes de la formación de una costra de sal que tapiza las zonas más deprimidas.

Varias dataciones han sido efectuadas por ^{14}C sobre conchillas calcáreas lacustres. Los tenores en ^{13}C de los carbonatos indican un equilibrio isotópico con el CO_2 de la atmósfera que constituye la referencia para el cálculo de las edades.

Los más altos niveles lacustres situados alrededor de los salares de Uyuni y Coipasa han dado edades comprendidas entre $12\,360 \pm 120$ años AP y $10\,640 \pm 280$ años AP. Los depósitos más bajos, inmediatamente anteriores al desecamiento, han sido datados de $10\,020 \pm 160$ años AP y $10\,380 \pm 180$ años AP. En el corte del río Salado el mismo nivel estratigráfico ha dado resultados diferentes: uno de 10640 AP sobre conchillas de gastrópodos, y otro de 11 800 AP sobre fracciones calcáreas inferiores a 200 micrones, del sedimento encajonante. Estas anomalías han sido interpretadas por Servant & Fontes (1978) como tres diferentes tipos de mecanismos: 1) la capa datada puede contener partículas carbonatadas retrabajadas de sedimentos poco más antiguos que el test de moluscos; 2)

carbonato inorgánico puede haber precipitado a partir de un bicarbonato proveniente de una napa en desequilibrio con la actividad de la atmósfera; 3) también es posible que la colonización biológica haya seguido a un depósito de carbonato inorgánico.

En la laguna Chiar Kota, las costras calcáreas son más recientes (10 470 AP) que las otras costras calcáreas a las cuales están asociadas (12420 años). Según los autores, esta coexistencia en la misma terraza de depósitos de edades separadas por más de 1000 años puede indicar que el nivel del antiguo lago fue bastante estable durante largos períodos de tiempo.

En el Suroeste boliviano, el nivel actual de la Laguna Colorada sumerge parcialmente una superficie de erosión que recorta las diatomitas y fue atribuida al lacustre Tauca, un desecamiento acompañado de una ligera profundización habría precedido la instalación del lago actual. En Empexa, Risacher (1976) distingue varias secuencias evaporíticas, separadas por las arcillas lacustres, lo que indica una sucesión de subida de agua y desecamientos ligados a oscilaciones del nivel freático o a variaciones de aportes de agua por los ríos. En Pastos Grandes, una costra calcárea pisolítica datada de 6200 ± 120 AP ha sido dislocada por crioturbación antes de la formación, bajo una capa delgada de agua de pisolitos actuales y subactuales (Risacher, 1978).

Río arriba de las depresiones y en la parte Norte del Altiplano, los ejes hidrográficos están caracterizados por una baja terraza holocena donde se distinguen dos unidades litográficas sucesivas:

- a la base se sitúan limos grises con diatomeas, localmente ricos en turbas. Excepcionalmente pueden estar intercalados algunos lentes de gravas. Los depósitos finos se unen a suelos negros en los flancos de los valles. Esto se observa en ciertas regiones del Altiplano, principalmente al pie de la Cordillera Real. Esto indica una buena fijación de los flancos durante el periodo de su formación;

- hacia el tope, la baja terraza está formada exclusivamente por arenas finas y gruesas, con algunos clastos. La disección que ha seguido a la acumulación de estos depósitos presenta una amplitud muy variable de 2 a 8 metros aproximadamente. Esta fase de erosión afecta también a los flancos, donde los suelos negros están en vías de desaparición a causa de la erosión. Las turbas de la unidad inferior han sido datadas de 9435 ± 110 AP en la base y de 7730 ± 120 AP en la parte superior (corte de Ballivián).

CRONOLOGIA LACUSTRE Y SUPERFICIES ASOCIADAS

El nivel lacustre Mataro corresponde a una superficie que se desarrolla a 3950 m alrededor de la paleo-cuenca. Esta superficie está ligada a los sedimentos que se sitúan entre el nivel del lago y los relieves (Mataro Chico, Desaguadero, Estancia Pando).

Encajonado en la Formación Mataro, se desarrolla el lacustre Cabana a 3900 m. Aquí también encontramos los glaciares de ablación que están ligados a la extensión del lago (Cabana, Ulloma). Esta superficie, que pasa algunas veces a un glacis de terraza, está siempre por encima de los sistemas de terrazas ligados a los planos de aguas más recientes.

Según el mismo esquema, los depósitos del lago Ballivián (F. Ulloma) están también encajonados en la formación Cabana. El nivel del lago se encuentra a 3860 m. y los glaciares de terraza y las terrazas fluviales están asociados. Luego los niveles representados por superficies somitales, los depósitos Minchín, también los depósitos Tauca están encajonados por las terrazas fluviales contemporáneas.

Los últimos niveles lacustres y fluviales, morfológicamente más bajos, son aquellos que corresponden al lago Tauca y a las terrazas turbosas del Holoceno

Los depósitos del lago Minchín que se encuentran a 3825 m en el Norte del Altiplano, están generalmente encajonados en los depósitos del lago Ballivián. Corresponden al retroceso glacial Choqueyapu 1. El lacustre Minchín está asociado a un sistema de terrazas aluviales encajonadas también en las terrazas precedentes. Es el sistema T2 que se encuentra a 3 ó 4 m encima del curso actual de los ríos.

En fin los niveles del Lago Tauca a 5 m. encima del lago Titicaca corresponden a bajas terrazas aluviales holocenas, turbosas en el conjunto del Altiplano y la Cordillera. Es el sistema TI. Es contemporáneo al retroceso de Choqueyapu II. La terraza TI está a 1 m, algunas veces menos, encima de los fondos actuales.

FASES MAYORES DE LA MORFOGENESIS FLUVIATIL. CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Los ejes menores han evolucionado por una alternancia entre períodos de erosión y períodos de sedimentación limo - gravosa, más o menos orgánico. Las secuencias de depósitos finos son más o menos sincrónicos. Las dataciones ¹⁴C de los cortes precedentes permite diferenciar 6 fases mayores de depósitos o de erosión en los valles o quebradas de la Cordilleras Oriental y Occidental. De lo más reciente a lo más antiguo se distinguen las siguientes fases:

- **la fase A** caracterizada por una erosión generalizada de los flancos y de los fondos de los valles y por la acumulación de sedimentos gruesos (conos de deyección y transporte de fondo) al pie de las pendientes o ciertas partes de los perfiles longitudinales. La morfología está ligada a precipitaciones tormentosas y raudales torrentosos. Esta fase comienza después de 1500 ó 800 AP (Sorechata),

aproximadamente, siendo la erosión de los flancos particularmente activos después de 760 AP (ChuquiagUILlo). La profundización del fondo de los pequeños valles se efectúa de manera regresiva a partir de los ejes mayores del drenaje. Muy notorio en las partes bajas de los perfiles longitudinales, menos marcada río arriba (Kalachaca). Por lo tanto las erosiones que caracterizan la fase A, pueden ser desplazados en el tiempo en función de la actualidad;

- **la fase B** corresponde a una colmatación de los fondos de los pequeños valles por sedimentos finos y raras facies gruesas. Esto indica la ausencia de canales potentes para evacuar los detritos río abajo. Esta fase de relleno está datada en 6000 a 5000 AP en su parte inferior y de menos de 1500 AP en su parte superior.

Los depósitos presentan rápidas variaciones litológicas, pudiéndose definir dos tipos de facies. El primero comprende limos grises, frecuentemente ricos en turbas, bien estratificados: evoca escurrimientos superficiales de caudales reducidos, transporte en suspensión en los fondos de los valles más o menos colonizados por una vegetación húmeda. El segundo está caracterizado por lentes centimétricos o métricos de gravas a veces imbricados, de arenas o limos excepcionalmente con cantos. Indica un escurrimiento difuso, una reducción del tapiz vegetal en los fondos de los valles y un escurrimiento sobre los flancos permitiendo aportes de detritos mas o menos finos. La presencia de pequeños conos de deyección en los bordes de los valles confirma localmente el aporte de los flancos (Kaluyo). Las facies detríticas poco mas gruesas tienden a predominar en la parte superior de la fase B (Kalachaca, Sorechata, Kaluyo).

La acumulación de estos depósitos ha sido episódicamente interrumpida por pequeñas fases de erosión. Por ejemplo en Sorechata (8b) después de 4430 AP y antes de 1560 AP. Otro ejemplo está representado en el corte de Jaketa (3). También es posible individualizar una erosión Holocena reciente de los flancos en la Cordillera Oriental (valle de Jichhu Kota). Esta erosión ha alimentado pequeños conos de deyección recubiertos por una turba datada de 3120 ± 150 años AP

(Servant- Vildary, 1982).

- **La fase C** está representada, en todos los cortes observados, por una superficie de erosión que recorta los depósitos más antiguos (Pleistoceno Superior y Holoceno antiguo). La erosión es anterior a 6000 ó 5000 AP. Observaciones anteriores (Servant & Fontes, 1978) sugieren que esta erosión pueda ser posterior a 7500 AP. Su duración sería entonces de 1 a 2 mil años.

- **La fase D** está marcada por una acumulación de materiales fluviales relativamente finos datados en 13230 ± 80 años AP (Kalachaca) y menos de 10 000 años AP (Jaketa, Chiarjahuirá). Estos depósitos no han sido observados en todo su espesor: en ciertos cortes la acumulación del pleistoceno terminal situados en la base de los afloramientos son poco aparentes (Jaketa, Chiarjahuirá, Kaluyo), en otros el Holoceno antiguo es poco espeso (Kalachaca) o probablemente erodado (Sorechata). Por este hecho el pasaje entre el Pleistoceno y Holoceno es mal conocido, sin embargo no parece existir modificaciones mayores en la sedimentación fluvial (Jaketa, Kaluyo). Los depósitos de la fase D son esencialmente limosos en los valles que entallan las formaciones fluviales, glaciares o lacustres del Plio- Pleistoceno. Son gravosas en la quebrada Kalachaca encajonado en las ignimbritas, aquí presentan un aspecto anguloso indicando una fragmentación de rocas volcánicas por el hielo. En todos estos depósitos, las turbas son raras, poco espesas y muy localizadas. Esto indica que la vegetación húmeda no se ha desarrollado suficientemente en los fondos de los valles, excepción de una o dos fases de corta duración. Globalmente, las facies del Pleistoceno terminal y el Holoceno antiguo indican escurrimientos difusos con algunos episodios torrenciales débiles (depósitos estratificados y clasificación granulométrica de Kalachaca).

- **La fase E** corresponde a una nueva erosión en la región de La Paz, la erosión de las pendientes ha alimentado los conos de deyección anteriores a 12 350 años AP.

La fase E no es bien conocida, datada solamente en Sorechata. Tampoco podemos atribuir una significación estratigráfica a la escala regional. En Sorechata esa fase comprende dos secuencias de depósitos de turbas intercaladas, la más antigua es anterior a 40 000 años AP, la segunda se sitúa al menos en su parte superior entre 32 000 y 17 000 años AP.

En la región de Cochabamba (río Cayarani) un depósito de limos y niveles de turbas recubiertas por una espesa capa de conglomerados de un abanico, ha sido datada en 17 000 y 19 000 años AP.

CORRELACION DE SUPERFICIES DE ABLACION Y TERRAZAS FLUVIATILES

Al pie de la Cordillera Oriental, el sistema lacustre y glaciar descansa sobre una vieja superficie del Cuaternario antiguo o del Plioceno superior, poligénica: S6. Esta superficie recorta estructuras del Plioceno inferior plegado en la región de La Paz.

En los piedemontes de la Cordillera Occidental, esta superficie que también recorta las estructuras del Plioceno y Mioceno, está fosilizada por las ignimbritas Pérez. El paleolago Mataro se desarrolló a lo largo de todo el Altiplano. La subida de las aguas correspondería al retroceso de la glaciación Calvario y la parte somital de los depósitos sería contemporánea a una gran superficie de ablación que se desarrolla alrededor del paleo Lago 3950 m. Estas se encajonan río arriba sobre los relieves de la Cordillera Oriental y las serranías del Altiplano en particular la serranía de Corocoro, llamado por Lavenu (1984): S5.

En la región de Ayo Ayo y Umala los sedimentos lacustres muestran una alternancia de limos arcillosos, arenas y gravas, El descubrimiento de fósiles

(*Macrauchenia sp.* *Glassotherium sp.*) ha permitido atribuir una edad Pleistocena inferior a estos depósitos (Hoffstetter *et al.*, 1971). Los argumentos estratigráficos y geomorfológicos permiten hacer correlaciones con la cuenca de La Paz (Lavenue, 1978), (Cuadros 12.1 y 12.II). Se muestra que la formación lacustre Ayo Ayo del Pleistoceno es equivalente de la serie fluvio lacustre Purapurani. Por las mismas razones geomorfológicas, en particular del hecho de que estas series sean comprendidas entre las mismas superficies de ablación, la Formación Ayo Ayo sería equivalente del lago Matara.

Los depósitos del paleolago correspondiente a la extensión Cabana se encajonan en los depósitos Mataro. El lago Cabana correspondería según el mismo esquema al retroceso de la glaciación Kaluyo. La superficie de ablación que le es asociado (3900 m) es el nivel S4. Generalmente las superficies S5 y S4 se encuentran a varias decenas de metros encima del fondo de los valles actuales.

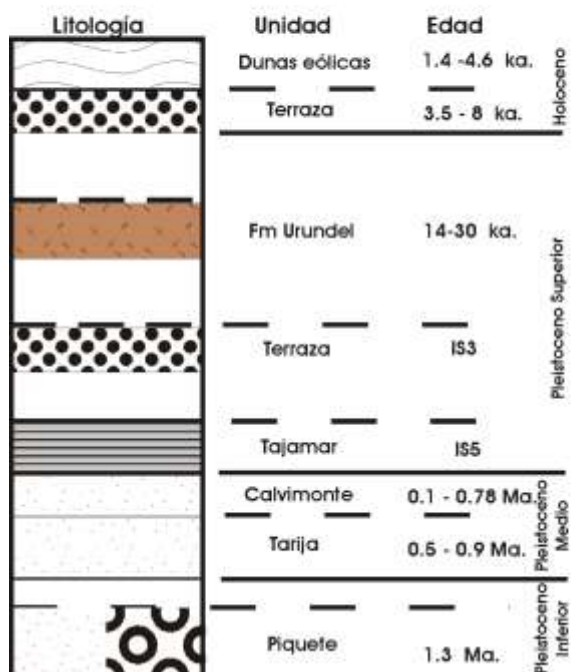
La extensión de estas superficies S5 y S4 en el Norte y Centro del Altiplano permite pensar que a esta época la barrera de Ulloma Callapa, que actualmente es atravesada por el río Desaguadero, no debió existir y que los dos lagos Mataro y Cabana formaban un solo plano de agua en el Altiplano.

Posteriormente se encajona en los depósitos precedentes, los depósitos del lago Ballivián, que corresponde al retroceso glaciario Sorata. Aquí se desarrollan terrazas fluviales y glaciares asociados. Esto es conocido como T3. Estos niveles corresponden a un plano de agua situado a 3860 m. Las terrazas fluviales están generalmente a 5 ó 6 m encima del curso actual. Estos sedimentos lacustres observados por Servant (1978) en el Altiplano Sud (Formación Escara) pueden ser equivalentes con el lago Ballivián.

Alrededor del lago Titicaca se notan niveles de terrazas a 3840 m entallados generalmente en los depósitos Ballivián. No se conoce la terraza fluvial asociada, pudiendo corresponder a un corto período de estabilidad durante el descenso general

de la fase del Lago Ballivián.

SIERRAS SUBANDINAS



VI -SIERRAS SUBANDINAS

El Cuaternario de las Sierras Subandinas es escasamente conocido. En principio, registramos aquí observaciones realizadas en recorridos preliminares y utilizamos correlaciones con trabajos publicados en estudios de áreas vecinas. Esto resulta válido para las Sierras Subandinas Sur, que se extienden desde la frontera argentina hasta la latitud de 19°. De acuerdo con nuestras observaciones se puede extender hasta esa latitud la columna estratigráfica descrita por Gallardo et al.(1998) para el valle de Lerma, con la incorporación de una formación loésica (Iriondo, 1990) en su parte oriental. Se trata de formaciones de origen fluvial, lacustre y eólico.

El Cuaternario comienza en los valles con la *Formación Calvimonte*. Su parte inferior aflorante está compuesta por gravas grises, medianas, friables, con empaquetamiento denso, mal seleccionadas, formadas por clastos subredondeados de grauvacas, areniscas, cuarcitas y cristaloclastos de cuarzo. La matriz es arenosa fina. Se intercalan lentes de arenas y pelitas. La parte superior está compuesta por fangolitas estratificadas en bancos gruesos, masivas, y concreciones calcáreas blancas. El mayor desarrollo de esta formación se encuentra en el subsuelo, tiene carácter dominante-

mente sefítico, con lentes de granos más finos intercaladas. Aflora con un espesor de hasta 20 m en el valle de Lerma, y en el subsuelo tiene más de 250 m de potencia en el eje del valle. Se ha datado una toba de 330 ± 100 ka A.P. en su parte superior (Malamud et al., 1984). Contiene restos de gliptodontes, megaterios y mastodontes (Gallardo et al., op. cit.). Incluye un pedocomplejo formado por horizontes A1-A2-B2t-B3-C (Nadir y Chafatinos, 1995).

En discordancia erosiva a angular se depositó la *Formación Tajamar*, de origen lacustre.

Está constituida por limolitas y arcilitas castaño claras, amarillentas y rojizas, alternantes,

con estratificación tabular fina a muy fina e interna laminar, con intercalaciones laminares de yeso

y de carbonato amarillo claro, cristales de yeso, concreciones de carbonato y hierro y nódulos de

manganeso. Se intercalan estratos tabulares finos a medianos de arenas finas a muy finas, grises

y castañas, masivas o con bioturbación. Una característica importante de esta unidad es de ser

grano-creciente y estrato-creciente. Lateralmente, en cotas más altas, aparece un perfil edafizado

formado por horizontes A1-A2-B1-B22-B23-B31-B32-C, o sea un pedocomplejo con importante acumulación de probable origen eólico. Los espesores típicos de esta formación varían entre 20 y 40 metros.

Existe un importante contenido fosilífero de gastrópodos y bivalvos de agua dulce, impresiones de crustáceos y restos vegetales descompuestos. Gallardo et al. deducen

de estas comunidades un ambiente dulceacuícola, léntico, de agua neutra o alcalina, limpia y bien oxigenada. En sus márgenes se desarrollaban macrófitas y en el sedimento retenido por sus raíces abundaban pequeños bivalvos esféricos.

La Formación Urundel (Iriondo, 1990) es un loess depositado durante el Último Máximo Glacial. Se asienta en discordancia sobre Calvimonte. Su relación con Tajamar no está clara; Igarzábal (com. pers.) opina que correlacionan lateralmente, nosotros nos inclinamos por una edad más joven para Urundel. Este loess tiene un espesor de hasta 18 metros y está compuesto predominantemente por cuarzo e illita. Cubre la pendiente oriental y el primer valle de las Sierras Subandinas, además de una amplia faja del Chaco Occidental en Salta. En Bolivia está limitado al sector serrano; está bien desarrollado en Abapó y Puerto Camacho, a la salida del río Grande a la llanura chaqueña. En la localidad tipo, la fracción arena está compuesta por 60 a 80 % de cuarzo, con hornblenda y plagioclasa alterada como componentes menores. La asociación de minerales pesados contiene más de 50 % de magnetita, además de circón, turmalina y apatita. El vidrio volcánico está completamente ausente, un caso notable. Se pueden identificar dos variedades de cuarzo, uno de ellos limpio y en clastos angulares, y el otro en granos redondeados cubiertos por una película de hematita. El loess está interestratificado con arena aluvial en Urundel. Una datación por ^{14}C en madera colectada en el centro del espesor loésico indicó una edad de 16900 ± 270 años A.P.

El Holoceno de los valles está representado por la *Formación La Viña*, que se apoya en discordancia erosiva y levemente angular sobre la unidad precedente (Gallardo et al., op. cit.).

La erosión ha sido profunda en algunas áreas. Esta unidad presenta fuertes variaciones laterales y verticales, entre facies gruesas y finas. Las facies gruesas

están formadas por varios tipos de gravas (seleccionadas, no seleccionadas, con y sin estratificación). Las facies finas son principalmente arenas poco seleccionadas, con abundante matriz y fangolitas, masivas o con 4 estratificación horizontal poco visible y fangos arenosos. En el valle de Lerma se intercalan dos paleosuelos rojizos, uno de ellos con un horizonte B-textural, separados por una intercalación areno limosa. Estimamos que esta pedogénesis ocurrió durante el Episodio Hypsithermal del Holoceno Medio. Encima de éstos aparecen unos 4 metros de sedimento incluyendo una capa de ceniza volcánica.

Restos de carbón ubicados debajo y encima de dicha ceniza fueron datados en 5130 ± 250 años y 3920 ± 190 años A.P. respectivamente. En el sur de Bolivia, desde Yacuiba hasta Camiri (20°S) esta formación ocupa el fondo de los valles orientales de las Sierras Subandinas; su techo es plano horizontal, cortado por escasos cauces actuales incipientes y muy cortos. Se trata de una morfología lacustre muy poco alterada.

La dinámica actual en numerosas áreas de las Sierras Subandinas del sur de Bolivia y Argentina está caracterizada por movimientos de remoción en masa de diverso tipo. Dichos movimientos ocurren principalmente debido a que estas sierras están formadas por rocas y sedimentos terciarias de grano fino plegadas, con flancos con buzamientos de alto ángulo. Además influye la presencia de abundante arcilla expansiva, de tipo montmorillonítico, en los sedimentos. Existe una diversidad de fenómenos de remoción en masa, pero puede observarse un patrón general en los mismos: a) Ocurren en las cabeceras y flancos de valles pequeños.

b) Antes del colapso, una masa de detritos sufre una fase previa de "preparación" o debilitamiento de la resistencia de los materiales.

c) Las lluvias que los provocan deben superar un "Umbral" de intensidad o caudal para provocar los desprendimientos. Cuando esto ocurre, se desatan colapsos generalizados.

Los movimientos de masa forman parte de la dinámica regular de retroceso de pendientes en las Sierras Subandinas. González Díaz y Malagnino (1990) estudiaron en detalle los fenómenos de este tipo ocurridos en la sierra de Aguaragüe, en Salta. Diferenciaron dos zonas, la serrana y la pedemontana. En la zona serrana dominan las avalanchas de detritos y los deslizamientos planares. Las avalanchas se cuentan por centenares en el área y sus muescas dejan típicas "muescas arborescentes". Los deslizamientos planares están particularmente favorecidos por la estructura de las sedimentitas neo-terciarias en las alas de los anticlinales. En menor medida, ocurren en la zona serrana deslizamientos rotacionales y derrumbes de rocas.

En el sector pedemontano, estos autores diferenciaron dos etapas bien definidas. 1) La fase previa, que comprende movimientos gravitacionales tales como flujos y deslizamientos sobre las pendientes de las quebradas y pequeñas cuencas aluviales que afluyen al pie de monte. Esta fase se desarrolla a lo largo de un período considerable de lluvias irregulares, de varios meses de duración. Resulta en la acumulación de una gran masa inestable de detritos sueltos. 2) La fase final, provocada por una lluvia intensa, que consiste en la generación y movilización de un torrente de barro, que forma un flujo de alta densidad y se encauza por las depresiones fluviales.

En algunas regiones de Bolivia se lo denomina con el término local de "mazamorra". La velocidad de este tipo de flujo depende de la pendiente; en general es bastante lento, de algunos centímetros por segundo.

REGION DE SANTA CRUZ-CAMIRI

Esta región se halla ubicada en la parte sudoeste de la cuenca amazónica (18° S Y 63° O), la zona abarca dos zonas morfológicas:

1. al Oeste, los primeros contrafuertes de los Andes profundamente entallados por los

valles de los ríos Piray y Grande. Es posible observar algunos testigos de terrazas Cuaternarias situadas a 80 m (T1), 45 m (T2), 15m (T3) y 5 m (T4) encima del lecho actual de los ríos. La selva densa, recubre los relieves, pero su instalación ha sido precedida por una o varias fases de erosión de las laderas de los valles;

2. al Este, un vasto glacis se enraiza a los 500 m de altitud, sobre terrenos plegados. Esta superficie morfológica está recubierta por depósitos detríticos y varias longitudinales de dirección Nor-Noroeste/SurSureste.

La vegetación que se extiende sobre el conjunto del paisaje esta en curso de reinstalación. En zonas desprotegidas es posible observar la formación de dunas de tipo barjana, mucho más recientes. En algunas zonas estas dunas están activas.

En el valle del río Piráí se observa por lo menos 4 terrazas encajonadas a diferentes alturas, que corresponden distintas a fases de profundización.

T1. situada a una altura de 60 m presenta la siguiente sucesión litológica de base a tope:

- bancos rojos de areniscas gruesas de 4 a 6 m de espesor, con intercalación de bancos de 2 m de arcillas rojizas y algunos niveles discontinuos de gravas con tamaños máximos de 10 cm, poco plegadas, afectadas por fallas inversas de dirección Norte-Sur y buzamiento Suroeste. El espesor de esta formación terciaria (Miocena?) es de aproximadamente 50 m;
- en discordancia sobre la formación precedente se depositan 6 m de gravas con tamaños de hasta 30 cm, principalmente compuestas por cuarcitas y areniscas;
- encima de las gravas, se desarrolla un suelo limoso de color café oscuro, con un espesor de 4 m.

T2. Terraza situada a 30 m por encima de río actual, esta terraza converge con los

abanicos aluviales de los valles laterales, por tanto no se observan afloramientos completos sino solamente la parte superior, compuesta de cantos (20cm de diámetro máximo) de cuarcitas y areniscas. Encima de estas gravas se desarrolla igualmente un suelo limo-arcilloso de color rojo, con restos de carbón y conchillas de un espesor de 3 a 4 m.

T3. Terraza situada a 10 m sobre el nivel actual del río, presenta de la base a tope la siguiente sucesión litológica:

- 8 m, de bancos de arenas masivas de color psrdo rojizo con una dirección Norte-Sur y buzamiento Este-Oeste afectados por fallas inversas;
- 2 m, en forma discordante se deposita 0 a 2 m de gravas bien seleccionadas de 7 cm de diámetro, máximo principalmente areniscas;
- 4 m, existe un pasaje gradual de las gravas limo-arcillosas fuertemente pedogenizadas; a 50cm

T4. Terraza situada a 5 m sobre el actual del río, compuesta de cantos (20 - 30cm) de areniscas y cuarcitas.

Esta secuencia de terrazas del río Pirá es posible observar sobre el río Grande, pero no en los pequeños ríos o quebradas. En ellos sólo están presentes las T2, T3, y T4, cuando es posible, aunque más frecuentemente las T3 y T4.

La morfogénesis de las fases más antiguas (T1) son todavía mal conocidas. Solamente las terrazas más recientes han podido ser datadas por el método ¹⁴C.

El glacis soporta algunos metros de depósitos detríticos, que hacia la base presenta materiales arena-gravosos (1a) y hacia la parte superior arenas de pendiente (1b) ricos en fragmentos de carbón. El relleno T2 del río Pirá presenta la misma secuencia litológica. Las corrientes superficiales, en principio bastante bien

canalizados, devienen más difusas durante el depósito de arenas de pendiente. Esta evolución explica una degradación de la cobertura vegetal. Los carbones confirman por su abundancia la destrucción de la selva. Las edades radiométricas sitúan entre 7500 y 6000 años AP.

La parte superior de los depósitos precedentes presenta un suelo pardo débilmente lixiviado, algunas veces enterrados bajo las arenas más recientes.

La vegetación se ha reinstalado entonces con posterioridad a 5000 años AP. En profundidad, el medio en principio hidromórfico (gley, pseudogley) ha evolucionado luego hacia condiciones favorables a la lixiviación. Una fase de disección con profundización de valles, ha favorecido una circulación de agua más activa y un mejor drenaje en la base de los perfiles (fase C3 en el río Piráí).

Luego de la fase de pedogénesis y de erosión linear, las acciones eólicas han re trabajado el glacis de La Coronada. Las arenas dunares (3b), construidas en cordones longitudinales reposan localmente sobre 1 a 2 m de arenas gravosas y fragmentos de carbón (3a). Las edades radiométricas indican que las dunas son posteriores a 3300 años AP aproximadamente. En el río Piray y sus afluyentes, el fondo de los valles ha sido colmatado por depósitos arenosos a areno-limosos con muchos cuarzos eólicos y __, rocas, restos de carbón, fechados en 2400 y 1400 años AP.

f_, La restauración de la cobertura vegetal ha permitido un desarrollo de la pedogénesis y de la erosión linear (disección C4). Sin embargo una interrupción momentánea del curso del río Piray (relleno T4) y de los índices de transporte eólico sugieren nuevas modificaciones de la cobertura vegetal, luego de 1400 años AP. Sobre las dunas, los suelos prácticamente reducidos al horizonte húmico, revelan una débil evolución de los perfiles bajo la selva actual.

COLINAS DE PANDO



Litología	Unidad	Edad
	Fm Villa Bosch	Holoceno
	Fm Barrio Paraiso	Pleistoceno Superior
	Fm Candelaria	Pleistoceno
	Fm Cobija	Terciario

VII - COLINAS DE PANDO

La región de Colinas de Pando es una unidad del Cuaternario de Bolivia que coincide con la provincia geológica de madre de Dios (Suárez, 2000). Se extiende por todo el departamento de Pando, norte de La Paz y norte y oeste del Beni. Además, abarca zonas vecinas de Brasil y Perú. Tiene una identidad ecológica bien definida (Navarro y Maldonado, 2006). Está caracterizada geomorfológicamente por lomas y colinas suaves, con perfil convexo, y sedimentos superficiales finos de color rosado (5YR 8/4), y ocre rojizo.

Las formaciones geológicas cuaternarias están depositadas sobre unidades sedimentarias continentales terciarias. El paleógeno está representado por la Fm Bala, compuesta por areniscas amarillentas y blanquecinas de origen fluvial, y por la Fm Quendeque, de ambiente fluvio-lacustre, formada por arcillas y lutitas rojas con areniscas intercaladas. El Neógeno está representado por la Formación Cobija, de origen fluvial, compuesta por arcillas y argilitas multicolores.

El Cuaternario de esta región está integrado por tres formaciones geológicas, la más antigua de ambiente fluvial y las otras dos eólicas (Fig. 15):

La Formación Candelaria - Es una unidad fluvial de hasta 5 m de espesor aflorante en Cobija. Está formada por arena compacta, en estratos medianos, que poseen laminación interna horizontal, lo que indica flujo de agua rápido. Su color es marrón claro (7.5YR 6/3). El tope de la formación está marcado por un estrato gris de material fino; probablemente se trata de ceniza volcánica alterada de 40 a 60 cm de espesor. El color de dicho estrato es originariamente rojo con decoloraciones y segregaciones posteriores de color gris (5YR 7/1, 5YR 8/1) y blancas. En el afloramiento del arroyo Catarata esta formación presenta buzamiento de 5 grados hacia el sur.

La Formación Barrio Paraíso - Esta unidad sedimentaria es un loess tropical; es decir, un sedimento eólico de grano fino transportado por el viento en suspensión y

posteriormente sometido a epigénesis leve debido a la actividad de sesquióxidos de hierro (Iriondo y Krohling, 2007). Sus afloramientos típicos aparecen en cortes artificiales y naturales en el Barrio Paraíso de la ciudad de Cobija; también a los costados de caminos y rutas de la región. Se trata de un loam y loam arenoso masivo, color rosado (5YR 8/4). Es friable a medianamente consistente; rompe en terrones irregulares blandos de 1 a 4 cm de largo. En la lupa se observan grumos de 2 a 5 mm

de largo, análogos a los restos de tierra expulsados por la actividad del tracto digestivo

de lombrices y otros invertebrados del suelo. El espesor típico de la formación oscila entre 1,5 y 3 metros. Está coronada por un suelo de tipo oxisol bien desarrollado. Según Navarro y Maldonado (op. cit.) dicho nivel de pedogénesis corresponde principalmente a ferrasoles y acrisoles con niveles sub-superficiales de nódulos y pisolitos férricos.

El sedimento es homogéneo en toda el área de Cobija y Porvenir. Tiene tendencia a producir taludes subverticales y verticales; también oquedades aproximadamente esféricas de hasta 1 metro de diámetro y huecos verticales de subfusión en algunos lugares (por ejemplo en la barranca del mirador de Brisas del Acre), indicando hidratación más reducida de los sesquióxidos. Dicho fenómeno se observa también en el paraje Los Laguitos y en el campus universitario de Cobija. En el campus la formación tiene 3 metros de espesor y cubre en forma de manto colinas redondeadas de 20 a 30 metros de altura. El sedimento en esa área es masivo, friable a resistente, con subfusión vertical y microrrelieve formado por elementos verticales.

No hay pedogénesis visible ni concreciones. Se encuentra en discordancia sobre areniscas y limolitas terciarias rojas de la Formación Cobija. En ese lugar, el tope de la Fm. Barrio Paraíso está parcialmente cubierto por arena eólica suelta, mediana y fina, que forma manchones de hasta 50 cm de espesor.

La Fm. Barrio Paraíso caracteriza a toda la región. Estimamos para ella una edad pleistocena superior. No existen evidencias directas que fundamenten esta opinión, sino que nos basamos en la semejanza de la epigénesis y de la posición geomorfológica de otras formaciones similares, por ejemplo la Formación Oberá en Argentina y Brasil. Por otra parte, Navarro y Maldonado la denominan "Holoceno Laterizado", apuntando a una edad algo menor. Esta formación es muy plástica cuando se satura y forma grietas de desecación al secarse. Dicha característica indica la presencia de montmorillonita o de coloides activos en la mezcla sedimentaria.

La Formación Villa Bosch - Está compuesta por arena fina y muy fina, bien seleccionada, de origen eólico. Cubre en forma discontinua a la Fm. Barrio Paraíso en el paisaje de la Región de Colinas de Pando. El mayor afloramiento observado de esta unidad está ubicado a 2-3 Km al noreste de Villa Bosch, en la ruta a Porvenir. Aparece allí con 8 metros de espesor, compuestos por sets de 1 m de potencia, horizontales a subhorizontales, color marrón claro (7.YR 6/3). Se observan estructuras de disipación en algunos puntos y la morfología corresponde a dunas disipadas. La consistencia varía entre suelta y friable. En el área de Cobija y alrededores está presente en la mayor parte de los afloramientos, claramente visible sobre la Fm Barrio Paraíso, aunque con espesores mucho menores (de algunos decímetros).

Tomando en cuenta la posición estratigráfica de esta arena, su falta de compactación y su color libre de pigmentos de hierro, la correlacionamos con la arena eólica del río Piráí, cuya edad oscila entre 3500 años A.P. y 1400 a.A.P. (Servant et al.)

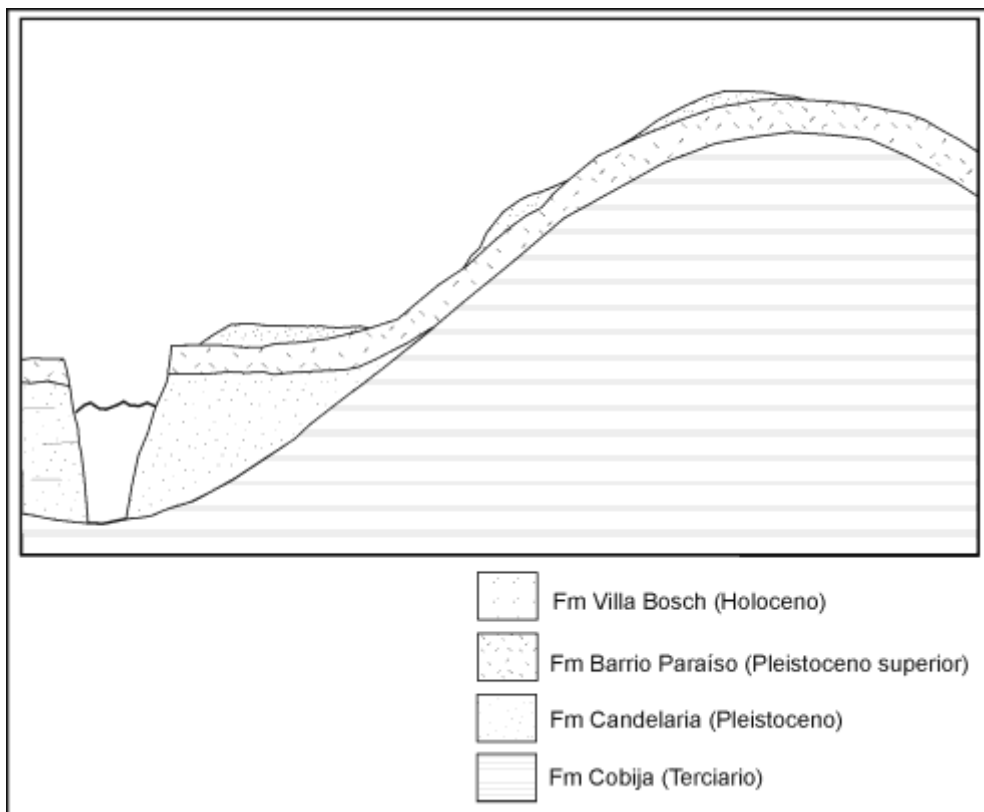


Fig. 15 – Estratigrafía y geomorfología de la región Colinas de Pando.

GEOMORFOLOGÍA

La región de Pando está formada por un sistema de colinas suaves y convexas labradas en los depósitos miocenos de la Formación Cobija. Las colinas tienen alturas de 30 a 50 metros; su línea de cumbres conserva la misma cota en el paisaje. Están separadas por valles de 200 a 600 metros de ancho. La fase principal de esta morfogénesis fue probablemente provocada por un movimiento epirogénico modesto ocurrido en el Pleistoceno inferior a medio.

Los valles fueron labrados por un ciclo fluvial, que depositó las arenas de la Fm. Candelaria. Posteriormente, dos eventos eólicos sucesivos modificaron levemente el paisaje. El primero de éstos ocurrió probablemente en el Pleistoceno Superior y depositó a la Fm Barrio Paraíso, que cubrió en forma de manto todo el paisaje. El segundo fue más reducido en tiempo, aunque probablemente más seco, y se desarrolló durante el Holoceno superior.

Entre ambas fases eólicas comenzó la reactivación de la red fluvial, caracterizada por una erosión vertical, que en el río Acre en Cobija alcanza entre 15 y 20 metros de profundidad, alcanzando al Terciario y dejando a la superficie original del valle en forma de terraza. Dicha superficie no es alcanzada por las crecientes actuales. Las redes fluviales de la región están bien desarrolladas y el sistema principal es la red fluvial del río Madre de Dios. Los cauces de primer orden de cuencas adyacentes nacen a corta distancia entre sí.

ESCUDO PRECÁMBRICO



Litología	Unidad	Edad
	Suelos - fajas aluviales	actual
	arena eólica	3.5 -1.4 ka.
	Llanura aluvial 3 lagunas	
	arena eólica	U.M.G.
	depósitos aluviales	
	sedimento fino	
	Superficie San Ignacio	Oligoceno

Holoceno

Pleistoceno

Terciario

VIII - EL ESCUDO PRECÁMBRICO

El escudo precámbrico cubre una amplia región de aproximadamente 240.000 Km² en el noreste del país. Esta región forma un típico paisaje antiguo, dominado por lineamientos tectónicos y superficies de aplanamiento (Pitfield, 1983). Se han reconocido en esta región las tres superficies de aplanamiento clásicas estudiadas por King en Brasil: a) La superficie Sul Americana, denominada en Bolivia Superficie Pega Pega; b) la Superficie Velhas o San Ignacio; c) el Ciclo Erosivo Paraguazú, llamado Superficie Tres Lagunas.

La Superficie Pega Pega se conserva en forma de remanentes disectados e inselbergs con cotas de 300 a 400 metros sobre el nivel del mar. Forma las serranías Huanchaca y San Simón (Litherland, 1982). Tiene probable edad paleógena. La Superficie San Ignacio, de posible edad oligocena, domina ampliamente en la mayor parte del escudo boliviano. Está caracterizada por un espeso perfil de meteorización, localmente erodado en ciertas áreas (Pitfield, 1983). Se trata de una peneplanación extensa, con desarrollo de una potente laterita de 1,5 a 2,5 metros de espesor, de tipo ferralítico-freático, normalmente cubierta por 2 a 3 metros de sedimento fino.

En la serranía de San Simón, por otra parte, dicha duricostra es de tipo pedogenético (Litherland y Pitfield, 1982). Esta superficie tiene una suave pendiente hacia el noreste. Su altura varía entre 200 y 210 m.s.n.m. en la zona central y 185-190 m.s.n.m. en los márgenes, a la orilla de los ríos principales. En dichos bordes se ha producido una disección generalizada de origen fluvial y en partes un solapamiento con depósitos aluviales cuaternarios.

El Ciclo Paraguazú (Superficie Tres Lagunas) está caracterizado por la incisión fluvial de valles estrechos y quebradas. Se inició en el Plio-Pleistoceno y continúa en la actualidad. Se trata de un rejuvenecimiento de antiguas redes fluviales, acompañado por sedimentación fluvial y formación de terrazas. Su altitud típica

oscila entre los 178 y los 185 metros sobre el nivel del mar. Está muy poco desarrollado.

Los depósitos cuaternarios son reducidos; están compuestos principalmente por sedimentos aluviales marginales a la Superficie San Ignacio y por llanuras aluviales en los niveles de Tres Lagunas. Los lineamientos estructurales son el resultado de la reactivación geotectónica de estructuras antiguas, y condicionan la orientación de las redes de drenaje. Los lineamientos forman sistemas ortogonales, con orientaciones que varían en las diferentes áreas; los más comunes son NW-SE/NE-SW y NNW-SSE/NNE-SSW.

Según Suárez (2000) y Navarro y Maldonado (2006), las diferentes unidades geomorfológicas del Escudo Precámbrico Boliviano son las siguientes:

* Planalto Chiquitano - Representa la superficie general más extensa y mejor preservada (Superficie San Ignacio). Estratigráficamente está constituida por paleosuelos asociados a corazas lateríticas terciarias, probablemente del Mioceno tardío, sobre los que se desarrollan los suelos actuales y subactuales. Entendemos que el material parental de dichos suelos es de origen eólico.

La superficie laterítica fue combada en el Plioceno y comienzo del Pleistoceno en forma de domo muy suave, lo que generó un drenaje radial con centro en el área de San Ignacio de Velasco, la que constituye ahora un área elevada (500-600 m.s.n.m.) poco disectada. Desde ese planalto la superficie desciende en todas direcciones hasta los bordes del escudo, ubicados a 100-300 m.s.n.m. Este planalto está interrumpido por varias serranías.

* Glacis Disectado Mercedes-Santo Corazón - Es una rampa en forma de circo que conecta el Planalto

Chiquitano con el Pantanal norte o Pantanal de San Matías. Está disectada por la cuenca del río Mercedes en el norte y los ríos San Fernando y Santo Corazón hacia el sur. Estos ríos forman fajas muy amplias, de entre 5 y 10 kilómetros de ancho; son

cauces efímeros o no permanentes y fluyen sobre sustrato antiguo. Los suelos de esta rampa tienen eflorescencias salinas en el invierno.

* Las Serranías - Se trata de tres cordones principales ubicados en la periferia del escudo, además de otras elevaciones de pequeña extensión en el interior del mismo. En ningún caso sobrepasan los 1200 metros de altura. Los tres cordones principales son las Serranías del Norte (parcialmente recubiertas por superficies lateríticas en altura), las del Oeste (con relieve abrupto y sin lateritas) y las del Sureste (que terminan cerca de las grandes lagunas Mandioré y La Gaiba, en la frontera con Brasil; casi no tienen lateritas).






* Penillanura Eólica Ondulada de San José - Desde el sur de San José de Chiquitos hasta la frontera con Paraguay se desarrolla una penillanura ondulada, labrada en areniscas y calizas dolomíticas.

Desciende en altitud desde unos 400 metros en el norte hasta 250 m en el sur. Se halla casi totalmente recubierta por depósitos eólicos, con desarrollo de algunos campos de dunas modernos al noreste del cerro San Miguel (Navarro y Maldonado, op. cit.). Correlacionamos a estos depósitos con los del Chaco

Occidental, a saber: una fase de generación de dunas durante el Último Máximo Glacial y una remobilización en el Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años A.P.

LLANOS AMAZÓNICOS



Litología	Unidad	Edad	
	pantanos suelo negro	0 - 0.2 ka.	Holoceno
	lñapari horizonte B de suelo	0.2 - 2.8 ka.	
	lñapari horizonte C de suelo		
	Conglomerado Acre		Pleistoceno Superior
	suelo		

IX - LOS LLANOS AMAZÓNICOS

Los Llanos comprenden las zonas bajas del sudoeste amazónico. Están integrados por una serie de abanicos aluviales, cuyos ápices se encuentran al pie de las Sierras Subandinas y son alimentados por redes fluviales desarrolladas en la Cordillera. La relación de los colectores de dichas cuencas con las montañas es antecedente; por lo tanto, los abanicos comenzaron a desarrollarse en el Mioceno o Plioceno.

Los principales abanicos aluviales de la región son los de los ríos Beni y Grande. El abanico del Beni está bien definido desde su ápice en Rurrenabaque hasta la zona distal ubicada 360 Km aguas abajo. Presenta el clásico patrón distributivo, con el cauce actual fluyendo por el borde occidental. Ríos menores, tales como el Yacuma, Iruyani y Brata, ocupan parcialmente antiguos cauces abandonados por el Beni, transportando agua de origen local.

En el *abanico del Beni* se encuentra un conjunto de lagos rectangulares, cuyo origen es objeto de debate entre los especialistas. La mayoría de esos lagos encuentra alineada en lo que sin dudas es un paleocauce; están limitados aguas abajo por líneas rectas y vértices angulares. Todo el patrón sugiere que se trata de diques de tierra contruidos por la intervención humana, durante un clima más seco que el actual.

El abanico del Beni y los demás abanicos de este sistema presentan depósitos de derrame de 20 a 30 Km de extensión, formando una faja de pie de monte a lo largo de las Sierras Subandinas. Suponemos edad pleistocena superior para estos depósitos. La fase hidrológica actual está representada en este río por una llanura aluvial estable de 10 a 15 Km de ancho con un cauce de 400 a 800 metros de ancho. El cauce está formado por meandros activos muy divagantes, con tendencia generalizada a migrar lateralmente y cortar segmentos, generando lagunas de tipo ox-bow a lo largo de todo su recorrido.

Campbell et al. (1985) describieron los sedimentos aflorantes en la barranca del río Beni, atribuyéndolos a la Formación Iñapari (ONERN, 1977). 17 kilómetros aguas abajo de Rurrenabaque describieron un perfil de 9-10 m de espesor integrado por tres unidades de sedimentos aluviales inconsolidados. La unidad inferior (Miembro A) está compuesta por arcilla pobremente estratificada de colores gris, verde y amarillo, con un espesor de unos 2 metros. En su parte inferior aparecen lentes de rodados finos, de relleno de canal. Un "contacto abrupto" (discordancia erosiva?) separa a esa arcilla de la unidad sobreyacente (Miembro B), formada por limo masivo "en bloques" de aproximadamente 3 metros de potencia (probablemente un loess tropical), el tope del cual es resaltado por dos paleosuelos prominentes y otros menores de color gris oscuro. La unidad más joven, Miembro C, consiste en alrededor de 4-5 metros de limo fino coronado por un suelo negro de 20 a 30 cm de espesor. Dicho perfil se conserva aguas abajo durante varias decenas de kilómetros, incluyendo los paleosuelos del tope del Miembro B. Deducimos que los Miembros A y B e esta formación corresponden al cuerpo del abanico del Beni y el Miembro C a la faja holocena/actual.

X - EL PANTANAL

El Pantanal es un gran humedal ubicado en el interior de América del Sur; está particularmente bien desarrollado en territorio brasileño, aunque también se extiende algunos miles de kilómetros cuadrados en Bolivia y en una superficie menor en Paraguay. Se lo conoce genéricamente como “el Pantanal del Mato Grosso” (Fig. 16). Se trata de una depresión tectónica ubicada alrededor del eje Paraguay-Paraná. Está rellena por una potente sucesión de sedimentos cuaternarios. Su superficie corresponde a un relleno del Cuaternario superior, de la época de la última glaciación, probablemente removilizado por el viento en el Holoceno superior. La geomorfología de la depresión tiene formas de clima seco (semidesierto o desierto). Está ocupada por grandes abanicos aluviales; el mayor de ellos es el del río Taquarí, el del río Sao Lourenco es el segundo en tamaño. Ambos provienen de sistemas hidrográficos de la meseta oriental. Se pueden distinguir en la superficie cauces anastomosados, hoyas de deflación y superficies planas de arena, además de campos de dunas longitudinales. Estas formas áridas han sido modificadas gradualmente por procesos de clima húmedo. Las dunas han sido disipadas hasta formar pequeñas elevaciones redondeadas o elípticas de poca importancia. Aparecieron después cauces meándricos, que actualmente están retrabajando las antiguas formas anastomosadas y trezadas. El relieve del Pantanal es el de un desierto que está siendo retrabajado por un clima húmedo. Se pueden observar numerosos campos de dunas fósiles (Klammer, 1982), que indican direcciones de viento constantes del NNE y del NNW. Hubo obviamente variaciones estacionales en las corrientes de aire, que provenían muy probablemente del Anticiclón del Atlántico Sur. En la actualidad dicha estabilidad no existe, especialmente en verano, cuando el aire polar frío, inyectado en las masas tropicales sobre el Brasil sur y central, altera frecuentemente los patrones de presión subtropicales. Por ello se

supone que durante el período de clima árido dichas invasiones fueron menos efectivas o ausentes, según Klammer.

Según este autor, el cambio climático fue monofásico, de seco a húmedo, y no policíclico, aunque es posible que se trate simplemente del último episodio de la secuencia pleistocena, con los registros sedimentarios de los anteriores climas en el subsuelo.

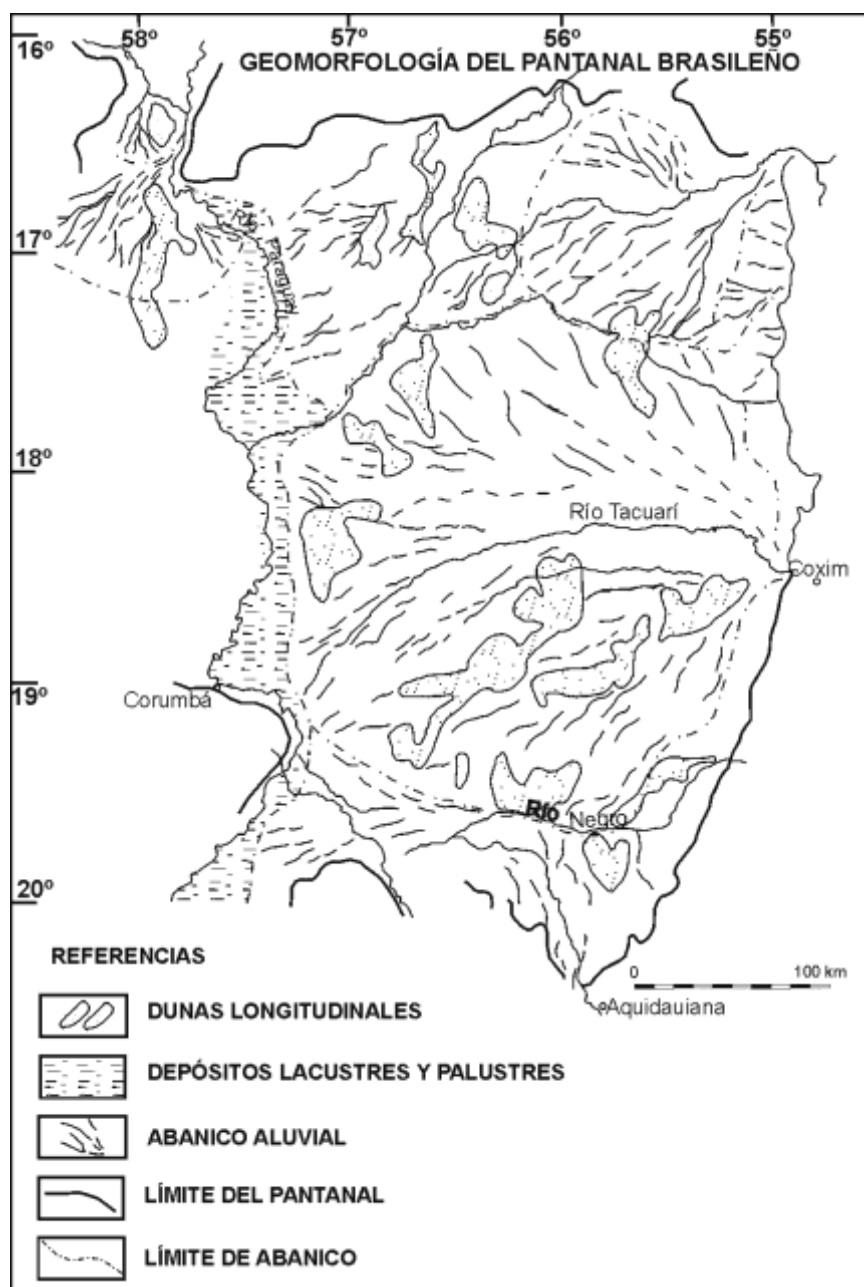


Fig. 16 – Mapa del Pantanal de Mato Grosso (según Klammer, 1982).

ÁREA NORTE

En Bolivia el Pantanal está formado por dos áreas bien definidas, localizadas en el extremo oriental del país (Fig. 17). Dichas áreas están separadas una de otra por los afloramientos precámbricos de la Serranía de Chiquitos. El área norte es la más importante; se extiende desde la localidad de San Matías ($16^{\circ} 20'S$) hasta la laguna Mandioré ($18^{\circ} 10'S$), a lo largo de unos 240 kilómetros de extensión. Su superficie estimada es de unos 20.000 Km².

Es una zona de humedales y pantanos, con pendiente concéntrica desde el Escudo hasta el río Curiche Grande, que forma la frontera con Brasil. La pendiente general es muy baja y los cauces fluviales son escasos y poco integrados. De acuerdo a la interpretación de imágenes satelitarias, la mayor parte del escurrimiento desde las tierras altas al colector se realiza en forma de flujo no encauzado. La cobertura cuaternaria es delgada y se observan afloramientos aislados de rocas precámbricas en el interior del Pantanal. Durante la estación seca se producen eflorescencias salinas generalizadas en superficie, lo que indica que esos sedimentos fueron acumulados en un clima seco.

Entre los $17^{\circ} 30'$ y los $18^{\circ} 20'$ se formaron grandes lagunas permanentes a lo largo de un lineamiento tectónico. Un estudio del polen del Cuaternario Superior fue realizado por Whitney y Mayle en la laguna La Gaiba (una de las mayores), que cubre un área de 55 Km². Un perfil de 12 dataciones de radiocarbono en macrofósiles terrestres indica sedimentación continua a lo largo de los últimos 45.000 años. El polen indica que el clima de la época glacial fue más seco que el actual, con mayores proporciones de taxa herbáceos y menor cantidad de árboles, sugiriendo un paisaje de sabana abierta. La selva tropical, florísticamente diferente que la actual, apareció en la transición Pleistoceno/Holoceno; se detectaron cambios rápidos en el porcentaje de polen arbóreo, lo que sugiere que ese lugar puede haber sufrido cambios ambientales rápidos (Whitney y Mayle, 2007).

La selva tropical semi-decdua actual apareció en el Holoceno inferior. Se registran a lo largo del perfil diferentes porcentajes de especies indicadoras de bosque seco, de lo que estos investigadores deducen variaciones en las precipitaciones. Se detecta "aridez" en el Holoceno Medio, seguida por un aumento en la precipitación hacia el Presente.

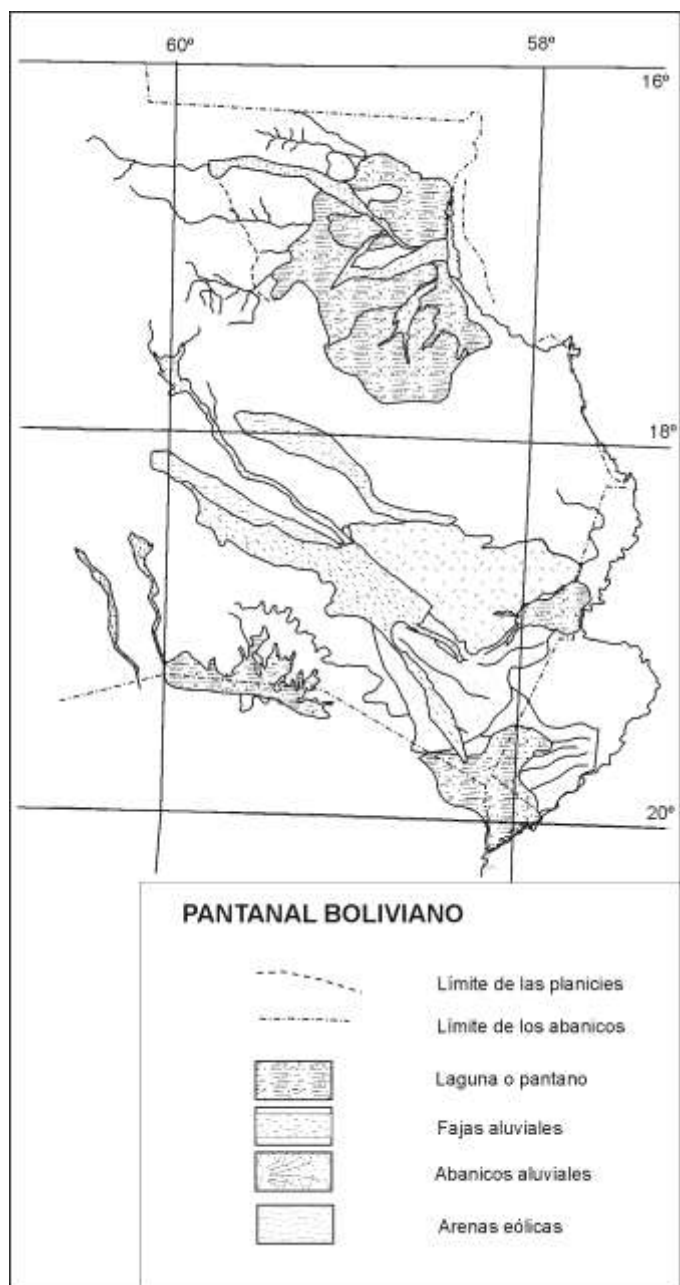


Fig. 17 – Mapa geomorfológico del Pantanal Boliviano.

AREA SUR

La segunda àrea del Pantanal boliviano se encuentra entre los 18° 30' y los 20°S. Está formada por un abanico aluvial del río Tucavaca,, dividido en dos partes por la Serranía de Santiago. Dicho abanico tiene 125 Km de longitud y un ancho similar en su parte distal. La mitad norte es inactiva; está cubierta por una capa sedimentaria homogénea, probablemente un sedimento eòlico. Se extiende al oeste de Puerto Suárez.

La mitad sur del abanico es actualmente activa. Está formada por una red de anchos cauces anastomosados del río Tucavaca u Otuquis. Este sector del abanico tiene su límite distal (formado por derrames) llamativamente bien marcado en una curva ubicada entre 10 y 20 kilómetros al oeste de la frontera. Dicha característica geomorfológica (la existencia de derrames) sugiere que esta parte del abanico ha sido generada en una época semiárida (y no por migración y avulsión de cauces bajo clima húmedo).

Hacia el este se extiende un abanico similar formado por el río Paraguay. La pequeña saliente boliviana de Puerto Busch/Bahía Negra (que tiene unos 500 Km² de superficie) forma parte de este último sistema.

Intentando una integración de los indicadores palinológicos y geomorfológicos, surge el siguiente esquema tentativo para el Cuaternario superior:

- Antes del Ultimo Máximo Glacial : Desarrollo del sector norte del abanico del Tucavaca.
- Ultimo Máximo Glacial : Clima seco. Depósitos eólicos sobre el sector norte del abanico.
- Transición Pleistoceno/Holoceno : Migración del río Otuquis hacia el sur. Formación de la red distributaria.
- Holoceno Medio : Clima seco. Derrames generalizados en el Otuquis. Desarrollo del abanico del río Paraguay.

- Holoceno superior/Actual : Reactivación de los cauces cegados por los derrames en el abanico del río Otuquis. Cauce permanente en el río Paraguay.

PLANICIE DE CHACO



Litología	Unidad	Edad	
	aluvial	1.4 -4.6 ka.	Holoceno
	Dunas eólicas	9 -12 ka.	
	Terraza / Suelos	18-20 ka.	Pleistaceno Superior
	Fm Urundel	33 -36 ka.	
	Dunas		
	Terraza		

XI - EL CHACO SUDAMERICANO

INTRODUCCION

El Chaco es una amplia llanura deshabitada y pobremente conocida, ubicada en el corazón tropical de Sudamérica. Su superficie es de unos 840000 km², repartidos entre Bolivia, Paraguay y Argentina. A pesar de su fuerte identidad climática, geológica y biogeográfica, no ha recibido la atención de los investigadores científicos en la medida en que lo han hecho, por ejemplo, en la Amazonia o la Patagonia. Está ubicado a ambos lados del Trópico de Capricornio, entre la pampa y la planicie amazónica, y limita hacia el oeste con las Sierras Subandinas y hacia el este con el Planalto brasileño.

El Chaco está caracterizado por bosques, sabanas y grandes pantanos. Los ríos son escasos, con perfiles longitudinales muy suaves; en consecuencia, se producen frecuentemente extensas inundaciones, que cubren la superficie durante varios meses en los años húmedos. La variabilidad climática interanual es amplia (Iriondo, 1992).

CLIMA Y BIOGEOGRAFIA

El clima del Chaco es tropical semiárido a tropical húmedo. Está caracterizado por un intercambio pennanente de masas de aire tropical y austral. Durante periodos de viento norte, la temperatura puede subir a 40 °C o más en una hora, incluso durante los meses frescos de agosto y septiembre. Las lluvias son generalmente intensas y pertenecen a dos tipos de precipitación: frontal, producida por el avance de masas de aire frío del sur; y convectiva, originadas en fenómenos convectivos locales dentro de una masa de aire tropical húmedo estacionada sobre la región en el verano. En este último caso pueden caer más de 200 milímetros en unas pocas horas en áreas muy limitadas, mientras que a pocos kilómetros de distancia brilla el sol. La temporada de lluvias comienza en octubre y tennina en marzo; los

inviernos son secos.

Las temperaturas medias varían entre 24 °C y 30 °C en verano (según las localidades), con máximas por sobre los 40 grados todos los años. Las amplitudes diurnas son grandes en el oeste, alcanzando los 15 y 20 grados, con importante enfriamiento nocturno provocado por radiación, que produce heladas en algunos inviernos. Las condiciones son más suaves en el este, debido a la mayor humedad del aire.

La vegetación está caracterizada por bosques, sabanas y asociaciones de pantanos. En el Chaco oriental los bosques presentan alta diversidad específica y frecuentemente los grandes pantanos son cubiertos por vegetación flotante y plantas palustres. Como consecuencia del gradiente climático, en el oeste semiárido la vegetación está representada por solamente diez especies arbóreas (xerofíticas), cactus y pajonales (Cabrera & Willnick, 1930). A nivel local, la vegetación depende simplemente del tipo y altura relativa del sustrato: bosque complejo en albardones, palmeras en las pendientes intermedias, pajonal en las depresiones, etc.

El Chaco es una provincia biogeográfica homogénea y bien definida del Dominio Chaqueño, que a su vez es un importante nivel biogeográfico que cubre un amplio sector de Sudamérica. La Provincia Chaqueña se caracteriza por un escaso número de formas endémicas a nivel familia; son típicas las Leguminosae, Mimosoideae y *Endentata*, Chiropterae, Tinamidae y un pez pulmonado (*Lepidosiren paradoxa*). Entre los insectos son abundantes las hormigas, (*Atta*) y las termitas (*Cornitermes*) (Cabrera & Willnick, *op. cit.*).

En mi opinión, desde un punto de vista evolutivo, el Dominio Chaqueño puede ser interpretado como un ambiente secundario, derivado de la interacción de los dos grandes polos neotropicales; Patagonia y Amazonia. Considerando que los sistemas geológicos y climáticos actuales de Sudamérica fueron establecidos aproximadamente en el Mioceno (y consecuentemente los Dominios Patagónico y Amazónico), se puede postular una edad pliocena (aproximada) para la identidad biogeográfica del Chaco.

EL CHACO OCCIDENTAL

El Chaco occidental se caracteriza por su clima semiárido; es bordeado hacia el oeste por las Sierras Subandinas, donde ocurren precipitaciones del orden de los 1000 y 2500 mm. Es dominado por la dinámica de los grandes ríos alóctonos que poseen fuerte tendencia a la divagación lateral. Dichos ríos llegan a la llanura desde sus cuencas montañosas a lo largo de profundos cañones, transportando arenas cuarzosas finas, bien seleccionadas. A pesar de la elevada capacidad de transporte, las fracciones granulométricas gruesas están ausentes, excepto algunos escasos bancos de rodados a pocos cientos de metros de la montaña. La única excepción es el río Bermejo. Al salir de la montaña los ríos han formado 2 terrazas.

Los grandes ríos atraviesan la región hacia el este, a lo largo de fajas complejas caracterizadas por cauces abandonados y formas menores. Ocasionalmente se produce un proceso mayor de avulsión. El Bermejo abandonó, a mitad del siglo XIX, un trecho de más de 200 km de cauce, abriéndose camino por otra dirección (Iriondo, 1990). En la actualidad el Pilcomayo está sufriendo un proceso similar, el cual está bajo observación. Dicho proceso lleva ya varios años de duración y aún no ha terminado.

Durante los climas más secos que el actual, los ríos que descienden del oeste han sido más pequeños y más divagantes, hecho que se deduce de la presencia de numerosos paleocauces de reducidas dimensiones en toda la llanura del oeste. Estos paleocauces tienen un patrón distributivo a gran escala; son especialmente visibles en los abanicos de los ríos Pilcomayo y Salado.

Cuando la sequedad del clima llegó a valores máximos, se estableció una dinámica eólica en el Chaco Occidental, producida por vientos fuertes y secos del norte.

EL CHACO ORIENTAL

El Chaco oriental está constituido por las regiones distales de los abanicos aluviales, compuestas por áreas pantanosas atravesadas por antiguas fajas fluviales de los grandes ríos. El clima actual es húmedo, con exceso de precipitaciones, a lo que se agregan los desbordes de los cauces principales. La infiltración del agua es prácticamente nula, debido a que el terreno superficial es á compuesto por arcillas impermeables hasta 12 a 20 metros de profundidad. La pendiente, extremadamente baja, no es adecuada para la evacuación de los excesos hídricos. En consecuencia, aparecen pantanos permanentes y temporarios, densamente cubiertos por la vegetación palustre y flotante.

La evapotranspiración es, en esos ambientes, varias veces mayor que la evaporación potencial, y la materia orgánica se acumula en el ambiente anaeróbico del fondo de los pantanos. Neiff (1986) distingue pantanos temporarios ("bañados") y permanentes ("esteros"). Los temporarios no tienen sedimentos propios, están alimentados por agua de lluvia y el agua permanece estancada hasta 6 meses en forma de lámina de hasta 30-40 cm de espesor, con períodos de baja recurrencia. Existe un corto período de deficiencia de oxígeno, debido a la degradación de la vegetación en el comienzo de la fase de anegamiento.

Los pantanos permanentes están mejor delimitados, tienen orillas mejor definidas y están poblados por vegetación adaptada para vivir en condiciones de anaerobiosis prolongada por su sistema radicular. También están adaptados a los incendios periódicos, un mecanismo natural en estos ambientes. Su producción de materia orgánica es estimada en 20 t/ha/año (peso seco). Aproximadamente un 70% de ese volumen se acumula en el fondo (Neiff, op. cit.), donde es degradado muy lentamente, debido a la deficiencia de oxígeno y deficiente relación C/N. Forma un horizonte turboso en superficie.

Los pantanos más extensos, entre 100-200 km de longitud y 3-10 km de ancho, tienen generalmente una profundidad de menos de 1 m. El área central de los pantanos se encuentra frecuentemente libre de vegetación en una franja irregular,

con aguas que fluyen lentamente (Iriondo, 1989). Los actuales pantanos cubren un área de 125000 km² en el abanico de Bermejo y Pilcomayo.

Los pantanos forman los tramos superiores de redes fluviales locales, desarrollados sobre los grandes abanicos durante el clima húmedo actual. Los colectores de esas redes incipientes son arroyos muy divagantes, de 2 a 5 m de profundidad y 20 a 60 m de ancho (Orfeo, 1986), que corren por antiguos cauces de los ríos alóctonos mayores normalmente bordeados por albardones. Constituyen un tipo especial de río subajustado (Cucchi, 1973; Iriondo, 1974), en el cual el cauce antiguo tuvo una cuenca mucho mayor que el cauce actual. En las inundaciones extraordinarias el agua cubre toda la región; los únicos elementos geomorfológicos emergentes son los antiguos albardones.

Una significativa proporción de la carga sedimentaria transportada por los arroyos está constituida por coloides, que forman hasta el 75% de la carga total en algunas muestras. Los coloides están compuestos por materia orgánica en diferentes grados de descomposición, probablemente acompañada con minerales arcillosos. Pedroso & Orfeo (1986) encontraron que entre el 40 y el 52% de los sólidos suspendidos de varios riachos chaqueños está incluido entre los diámetros de 1,2 y 0,45 micrones.

El substrato palustre del Chaco Oriental ha sido descrito formalmente como Formación Fortín Tres Pozos (Iriondo, 2007). Constituye el relleno mencionado en el párrafo anterior. Se encuentra en todo este territorio, desde la latitud de 20°S en el norte del Paraguay hasta los 29° 50'S en la confluencia de los ríos Salado y Calchaquí (Fig. 1). Forma las áreas distales de los ríos Pilcomayo, Bermejo y Salado. Tiene un espesor de 112 a 25 metros color gris verdoso a marrón grisáceo en perforaciones y marrón claro en afloramientos; su granulometría es limo arcillosa, con perfil grano-decreciente. Está formada por tres miembros de espesores similares. El inferior está compuesto por limo grueso y limo fino en porcentajes

similares, seguidos por arcilla y coloides, en ese orden de abundancia. El miembro medio presenta predominio de limo fino, con proporciones similares de limo fino y arcilla subordinadas. El miembro superior contiene más de 60 % de arcilla, seguida por limo fino y coloides, con escaso limo grueso. La arena es muy fina y aparece en proporciones modestas (entre el 4 y el 12 % en el perfil tipo). Es notable el porcentaje de coloides en todo el perfil, un 16 % de todo el sedimento en la mayor parte de la columna.

La composición mineralógica está dominada por cuarzo e illita, con porcentajes variables de carbonatos introducidos por precipitación química. La relación cuarzo/feldespato es alta, en general entre 2 y 5. Entre los minerales arcillosos la illita es casi excluyente. La columna analítica de la calcita muestra claramente que ha precipitado en una serie de siete niveles discretos, con concentraciones crecientes de abajo hacia arriba. También existen picos importantes de goethita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), que llegan hasta el 20 % del pico del cuarzo, con intensidades semejantes a lo largo de todo el perfil y porcentajes mayores en la base de la formación.

El color del sedimento varía entre marrón muy claro (10 YR 7/3), marrón típico (7.5 YR 4/3) y marrón grisáceo (10 YR 3/2), con algunos niveles color marrón oliva (2.5 YR 5/4). Por correlación con formaciones geológicas pampeanas adyacentes se le atribuye edad pleistocena superior.

El perfil tipo de la Formación Fortín Tres Pozos está ubicado en el paraje homónimo, en la zona central de los Bajos Submeridionales de Santa Fe, en Argentina (Lat. $29^\circ 05'S$, Long. $61^\circ 15'W$). En ese lugar no aflora; fue atravesado en todo su espesor por una perforación de investigación, que también atravesó formaciones sedimentarias sobre- y sub-yacentes. La unidad subyacente es la Formación Ituzaingó, constituida por arenas cuarzosas muy finas. Esta unidad sedimentaria se encuentra en el subsuelo del Chaco desde la latitud del río Verde en el Paraguay (aprox. $23^\circ S$) hasta el extremo sur de la región.

En la provincia argentina de Formosa se ha extraído de esta formación una megafauna pleistocena, formada por taxones típicos de la región pampeana: Glyptodontoidea, Glyptodontinae, Pampatheriidae, Megatheriidae, Toxodontidae, Camelidae y Cervidae (Zurita et al., 2008).

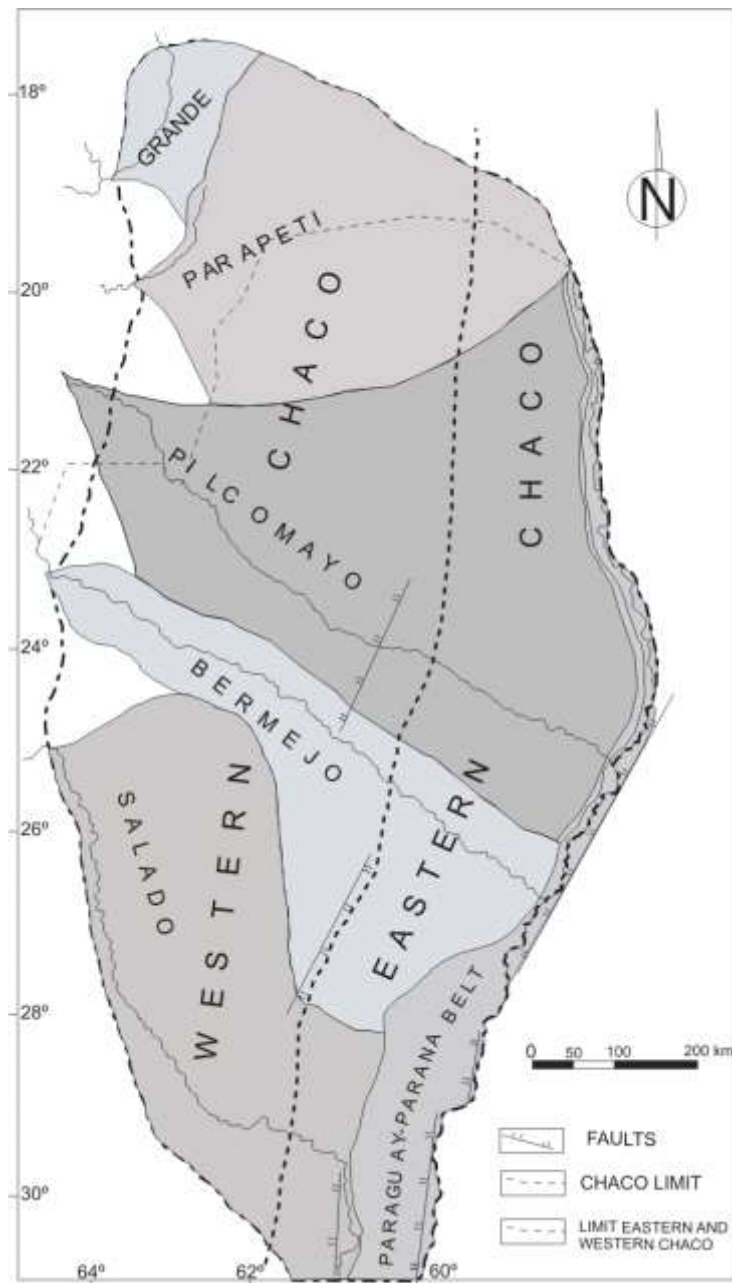


Fig. 18 – Mapa geomorfológico del Chaco. Los mega-abanicos y la faja Paraguay-Paraná son los grandes sistemas internos.

LA FAJA PARAGUAY-PARANÁ

El límite oriental del Chaco está formado por los ríos Paraguay y Paraná. Estos ríos han formado, durante el Cuaternario, una faja de sedimentos y geoformas de orientación N-S con características bien definidas, diferentes al resto del Chaco. La faja está compuesta por arenas cuarzosas finas y muy finas, bien seleccionadas, provenientes de las areniscas cretácicas del Sur del Brasil y Paraguay. Limos y arcillas illíticas y montmorilloníticas están presentes en proporciones subordinadas. Los depósitos sedimentarios están compuestos por gruesos estratos de arena de cauce hasta varias decenas de metros de profundidad. El relieve local es moderado a bajo, en contraposición con la marcada horizontalidad del resto del Chaco.

La faja es amplia en el sur, con más de 100 km de ancho en la provincia de Santa Fe (Iriondo, 1987a). Los cauces locales que la atraviesan forman canales bien definidos, con escorrentía relativamente rápida. Hacia el norte, en el Paraguay, la faja es considerablemente más estrecha, con 5 a 10 km de ancho en superficie y una terraza de unos 4 m de altura compuesta por arcilla plástica gris verdosa, montmorillonítica, masiva, con restos de paleocauces meándricos.

LOS MEGA-ABANICOS ALUVIALES

Los grandes abanicos aluviales de los ríos chaqueños son sistemas complejos formados por unidades sedimentarias y morfológicas de distintas edades y contextos climáticos. Aunque son similares entre sí en sus características generales, cada uno de ellos presenta particularidades significativas. De sur a norte los abanicos son los siguientes: Salado, Bermejo, Pilcomayo, Parapetí y Grande (Fig. 18).

El abanico del río Salado

Mide aproximadamente 650 Km de longitud por 150 Km de ancho

en su parte distal. Está compuesto por un conjunto de subsistemas menores: abanicos, fajas, depósitos lacustres de diverso tipo (Fig. 19).

Sus depósitos sedimentarios están formados predominantemente por limos, illita y arena fina. Entre las sales solubles los cloruros son absolutamente dominantes, seguidos por los carbonatos. Los abanicos menores se han formado durante períodos secos, en lugares donde los movimientos neotectónicos formaron depresiones de algunos miles de kilómetros cuadrados. Al salir a la llanura el río, llamado Juramento en ese tramo, ha desarrollado su primer abanico en la provincia de Salta y oeste de la provincia de Chaco. En la actualidad el río corre por un cauce permanente y bien definido en esa zona, hasta la latitud de 25°40'S, donde pierde su cauce y a través de varios brazos descarga en una zona inundable llamada "Bañado de Copo", de 300 km² de superficie. Hacia el SSE el bañado desagua por numerosos pequeños riachos que se unen y vuelven a formar un cauce único. La evapotranspiración provoca la pérdida de la mitad del caudal del río, que pasa de 28 m³ /seg a 14 m³/seg. A lo largo del bañado se produce una selección granulométrica de los sedimentos depositados, que pasan de limo grueso arenoso en la entrada a limo fino arcilloso en el extremo de aguas abajo ("Río Salado, Bañado"). En la región distal, en el centro de la provincia de Santa Fe, el abanico de Salado presenta un sector compuesto por un conjunto de paleocauces del Pleistoceno superior, formados en una época suficientemente húmeda como para permitir la conservación de cauces permanentes. Aunque están enterrados por una carpeta de loess, son visibles en superficie, tienen trazado irregular y poco divagante. En general, su ancho no sobrepasa los 200 metros (Iriondo, 1987, *op. cit.*). Los cauces de distinta edad y dirección se presentan parcialmente superpuestos y entrecruzados, en una trama irregular. Algunos de ellos son portadores de agua dulce, lo que les confiere un gran valor potencial en una región con graves problemas de agua.

El resto de la región distal está formado por limos arcillosos palustres con significativo porcentaje de coloides sujetos a inundaciones de varios meses en los años húmedos. Lo único que sobresale en este paisaje extremadamente plano con

vegetación de pajonal son pequeñas extensiones de 40 a 80 m de diámetro y 30 a 50 cm de altura, cubiertas por espeso bosque, denominadas "isletas". Las isletas se originan por la actividad biológica de las hormigas del género *Atta*; una sola colonia de ellas puede formar un túmulo de varios metros de diámetro, con un sistema de cámaras y galerías hasta los 3 m de profundidad (Bonetto, 1959). El volumen de tierra removida y alterada por cada hormiguero es de varios metros cúbicos, formándose un sedimento blando y húmedo, compuesto por grumos redondeados menores a 2 mm y alta porosidad. Este material forma un substrato adecuado para árboles y arbustos.

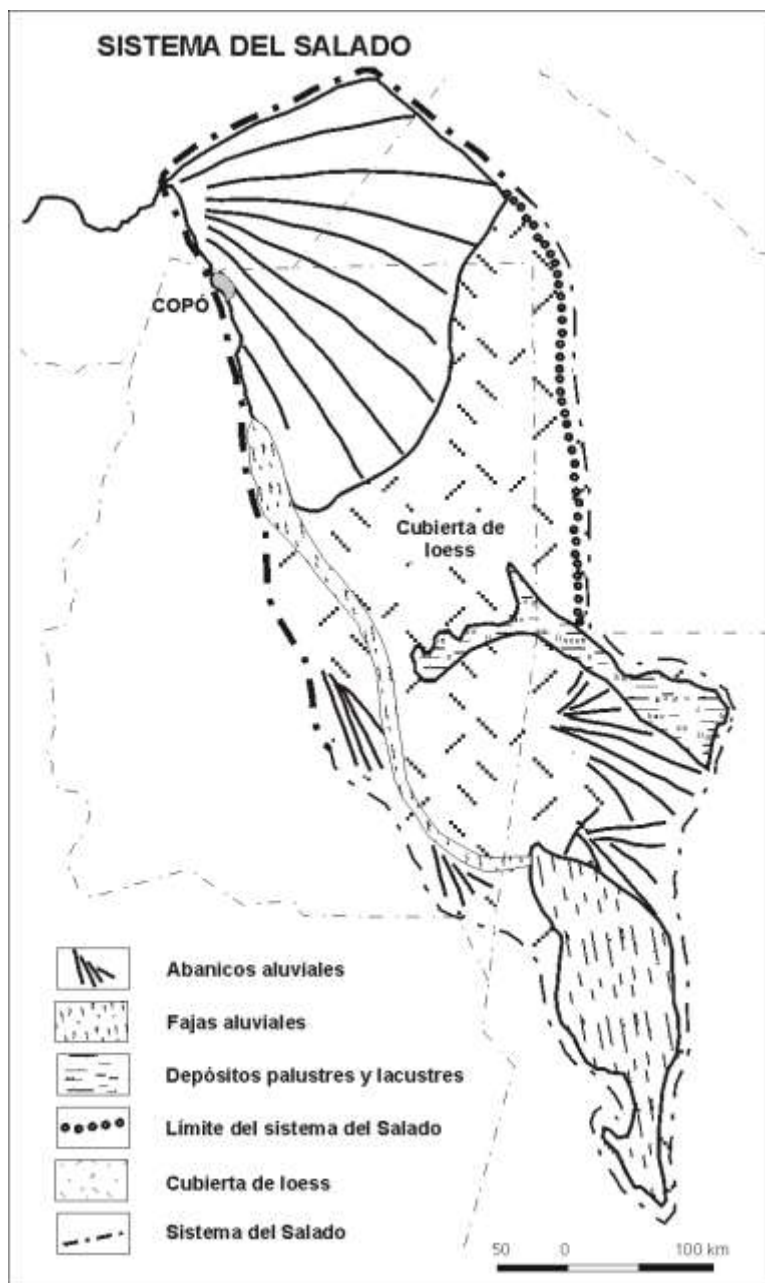


Fig. 19 – Sistema del río Salado

El abanico del Bermejo

El abanico del Bermejo tiene su ápice cerca de Embarcación (23°S y 64° W) y se extiende hacia el este y sudeste hasta la faja Paraguay-Paraná, a 650 km de distancia. Un gran número de cauces abandonados ("ríos muertos") holocenos pueden ser observados en su superficie. El rumbo general de los mismos es NW -SE y pueden ser trazados a lo largo de decenas de kilómetros. Esta morfología es característica de gran parte del Chaco occidental y central. En el sur se ha desarrollado un gran lóbulo de derrame que penetra en la provincia de Santa Fe. En la zona de Charadai, en la parte oriental del lóbulo (25° 30'S y 60° W), se ha implantado un ambiente de pantanos, probablemente a fines del Pleistoceno, que ha permanecido hasta la actualidad. En este ambiente se depositaron de 6 a 12 metros de arcillas limosas gris verdosas y marrón rojizas endurecidas, en un bloque hundido de 5000 km² de extensión.

El arroyo Los Amores - Varias cuencas fluviales locales se han desarrollado en la región oriental del abanico del Bermejo (Tapenagá, El Rey, Los Amores, Negro) con rasgos fundamentales semejantes entre sí. Como ejemplo, puede describirse el arroyo Los Amores. Su alta cuenca, de aproximadamente 600 km² de superficie, forma parte del Chaco occidental. Está compuesta por loess castaños permeables y tiene una dinámica general de infiltración; no aporta sedimentos al sistema de cauces. La cuenca media se encuentra en el Chaco oriental; ocupa un área de 4000 km² sobre arcillas palustres verde grisáceas y castaño rojizas endurecidas e impermeables. Se trata de un bloque tectónico levemente hundido; la superficie está cubierta en grandes extensiones por pantanos permanentes con vegetación muy tupida. La escorrentía es muy lenta. hay acumulación generalizada de sedimentos orgánicos que en ciertos lugares forman turberas tropicales. No aporta sedimentos clásticos al sistema de cauces.

La baja cuenca se encuentra en la faja Paraguay-Paraná. Tiene unos 3500

km² de superficie. posee un relieve mayor y está caracterizada por una red comparativamente bien desarrollada de arroyos y esteros bien definidos y un colector morfológicamente bien desarrollado (Iriondo, 1986).

En consecuencia, se pueden destacar las siguientes características significativas (que también existen en casi todos los arroyos del Chaco:

- a) la alta cuenca es irrelevante en el sistema;
- b) la cuenca media retiene el agua de lluvia durante largos períodos en pantanos y se produce acumulación de sedimentos orgánicos y elevada evapotranspiración;
- c) la baja cuenca produce escorrentía significativa, que ha permitido desarrollar una red de cauces fluviales.

El río Bermejo a la altura de Las Lomitas (61° de longitud Oeste) tiene un cauce de 1 km de ancho, muy divagante, con alta carga de sedimentos en suspensión y arena cuarzosa muy fina transportada en arrastre. Forma bancos planos de cientos metros de largo, incluyendo en la arena numerosos troncos y ramas de palo bobo (*Tessaria integrifolia*). La arena al secarse se agrieta profundamente, formando polígonos de hasta un metro de diámetro. Es probable que los mismos sean originados por el alto porcentaje de coloides que transporta el río.

En ciertos sectores, el río eroda activamente una barranca de unos 4 m de altura formada por sus propios sedimentos. La parte superior de la misma está constituida por bancos de arena depositados durante las crecientes y paleocauces rellenos por limo arcilloso con 15 a 25% de arena muy fina laminada ricos en materia orgánica descompuesta y moldes de hojas color gris oscuro. Los estratos tienen entre 40 cm y 1 m de espesor, y de 50 m a 300 m de longitud; son planos y concordantes.

La sección inferior aflora menos de 1 metro en aguas medias. Está compuesta por arena limosa rojiza más compacta, con moteados grises y manchas negras de Mn. Probablemente es más antigua que la faja actual de río.

La faja actual del río Bermejo tiene un ancho de 10 km a la altura de Las Lomitas y es discontinua. Está caracterizada por numerosos cauces menores abandonados, con distintos grados de conservación. Los más antiguos están casi borrados y presentan hoyas de deflación transformadas en lagunas. Los más jóvenes tienen barrancas de 3 a 4 m de profundidad y conducen agua durante las crecientes. El terreno está compuesto por sedimentos similares a los que afloran en la barranca: un limo arcilloso rojizo endurecido, compuesto por cuarzo e illita con alto porcentaje de coloides, forma un sustrato. Sobre el mismo, se ha depositado un limo arcilloso marrón, friable, moderno, con la misma composición mineralógica. Los paleocauces se encuentran dentro de fajas de 1 a 2 km de ancho, separadas por terreno más alto, compuesto por el limo rojizo.

El abanico del Pilcomayo

El Pilcomayo ha formado el abanico aluvial más importante del Chaco (Fig. 20). Se trata de uno de los pocos abanicos aluviales activos de gran tamaño del continente sudamericano. Su superficie total es de 210 000 km². Tiene una amplia cuenca montañosa en la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas bolivianas. Atraviesa esas montañas en grandes meandros incididos, en una situación claramente antecedente. Por lo tanto, para el río Pilcomayo debe deducirse una edad terciaria, probablemente Plioceno inferior. Sus afluentes subandinos, por el contrario son subsecuentes, modernos y poco desarrollados.

El río sale a la llanura en Villa Montes (21° 20'S y 63° 30'W). En esa área está ubicado el ápice del abanico. Los depositos fluviales forman dos terrazas, la más alta de altura variable (40 m en el valle aguas arriba y 20 m en el pie de monte), está coronada por un depósito eólico rojizo de 3 m de espesor, en cuya parte superior hay un suelo bien desarrollado. La terraza inferior forma la mayor extensión de la región. En el valle aguas arriba, cerca del puente carretero, tiene 6 m de espesor y está formada por dos estratos. El inferior está constituido por rodados y bloques, de color en general gris; el superior está formado por rodados algo menores y bloques en una

matriz arenosa rojiza. En el pie de monte oriental esta terraza tiene 2 m de altura; está cubierta por estratos gruesos y muy gruesos de arena rojiza, planares, con contactos netos. La terraza baja se extiende hacia el este, formando una amplia superficie en el Chaco occidental. En el oeste de Formosa, de 300 a 400 km de distancia hacia el sureste, esta unidad está compuesta por un depósito de limo cuarzoso y arena cuarzosa muy fina. Los granos están cubiertos de hematita y grandes placas de illita intersticial. El sedimento es de color marrón amarillento, compacto y moderadamente plástico. La unidad está caracterizada por numerosos cauces efímeros, de 5 a 15 km de longitud visible y trazado irregular. Alcanza hasta aproximadamente el meridiano de 60° W, formando un abanico.

Hacia el este se extiende en superficie una unidad más antigua, posiblemente correlacionable con la terraza alta de Villamontes. Está compuesta por 10 a 20 m de arcillas limosas palustres, cubiertas por pantanos permanentes y temporarios. Está cruzada por fajas fluviales de rumbo Oeste-Este y Noroeste-Suroeste, compuestas por amplios paleocauces que forman los colectores de cuencas locales menores (Monte Lindo, Pilagá, Verde, Melo y otros), con dinámica hídrica similar a la descrita para Los Amores. Esta unidad forma toda la zona distal del abanico del Pilcomayo, que limita con la faja Paraguay-Paraná a lo largo de 650 km.

Los sedimentos del río en Villamontes están compuestos por arena muy fina y cuarzosa. Los extensos depósitos de arena incluyen bancos y clastos sueltos de rodados y bloques redondeados. El caudal máximo del río es 45 veces mayor que el mínimo. En la parte alta del abanico, el Pilcomayo ha mudado de cauce varias veces durante el clima húmedo actual. Los cauces abandonados están formados por arena fina limosa, con un relieve interno del orden de 1 m, sin arcilla ni sedimentos gruesos visibles. Algunos de ellos transportan caudales considerables durante la época húmeda.

Durante los últimos siglos, el río Pilcomayo desembocó en una depresión de origen tectónico, de unos 15 000 km² de superficie a 250 km de distancia del río mismo, denominada "estero Patiño", depositando en ella ingentes cantidades de

arena muy fina y limo (hasta 40 gr/l de sedimentos en suspensión en las crecientes).

El mecanismo de colmatación del estero fue estudiado por Cordini (1974), quien registró altas concentraciones de sólidos suspendidos (hasta 40 000 ppm) Y. la formación de diques de troncos y ramas durante las crecientes. Dichos diques constituyen eficientes trampas de sedimentos, que terminan provocando la migración del cauce. Cordini encontró allí un complejo paisaje caracterizado por largos cauces abandonados, pantanos cubiertos por vegetación flotante y lagunas. Los diques de troncos son posteriormente enterrados por la arena, se oxidan y desaparece, provocando el colapso de la arena subyacente. Este fenómeno origina el paisaje de "hoyales", áreas cribadas de pozos de hasta 5 m de diámetro y 1,5 m de profundidad; hacia 1980 el estero Patiño terminó de rellenarse completamente. En consecuencia, el Pilcomayo comenzó un proceso de avulsión, colmatándose paulatinamente la porción inferior del cauce con arena fina y limo, y desbordando el agua a la planicie que lo rodea. Dicho mecanismo origina el retroceso del punto de desborde aguas arriba en sucesivas crecientes. La velocidad de retroceso es de 10 a 35 km año⁻¹; el mecanismo específico de colmatación es el siguiente: la descarga varía de 3600 m³ S⁻¹ en las crecientes a 80 m³ S⁻¹ en el estiaje (Rabicaluc, 1986). El cauce normal tiene 500 metros de ancho aguas arriba del área de colmatación. En el área de colmatación aparecen estrechas zanjas cortando los albardones laterales (en 45 km se encontraron 10 zanjas), drenando cada una de ellas una parte del caudal de río. La mayor parte de los sedimentos permanece en el cauce, produciéndose un adelgazamiento de la corriente de agua, que termina por desaparecer completamente, dejando al cauce colmatado al mismo nivel de la planicie. El agua que desborda a la Argentina forma un extenso pantano de 250 km de longitud y 7 a 12 km de ancho. Su dinámica y morfología es palustre. Las aguas derivadas al Paraguay producen un fenómeno similar. En 7 años el río ha retrocedido 160 km.

En el oeste de Formosa (Argentina) se pueden ver varios paleocauces bien conservados que atraviesan los depósitos limo-arcillosos pleistocenos de distribución areal. Uno de ellos (La Pampa) fue perforado a 25 km al norte de Las

Lomitas, encontrándose arena cuarzosa bien seleccionada, fina y muy fina, de color rojizo. En ese lugar, no existe diferencia topo gráfica entre el paleocauce y la planicie circundante; en otros sitios del mismo hay desnivel de 2 a 3 m. Lo más probable es que el mecanismo sedimentario que rellenó los paleocauces sea el mismo observado actualmente en el río Pilcomayo: taponamientos sucesivos en el tramo final van acortando el cauce durante varios años hasta que el agua toma finalmente un rumbo estable, diferente del anterior.

En una primera aproximación, el desarrollo del abanico del Pilcomayo ha seguido una secuencia de dos mecanismos contrastados: a) desarrollo de fajas fluviales estables durante periodos húmedos como el actual; b) sedimentación generalizada mediante una sucesión de cauces efímeros en los periodos climáticos secos. En ambos casos hubo desarrollo de pantanos de distintos tipos en los bloques hundidos.

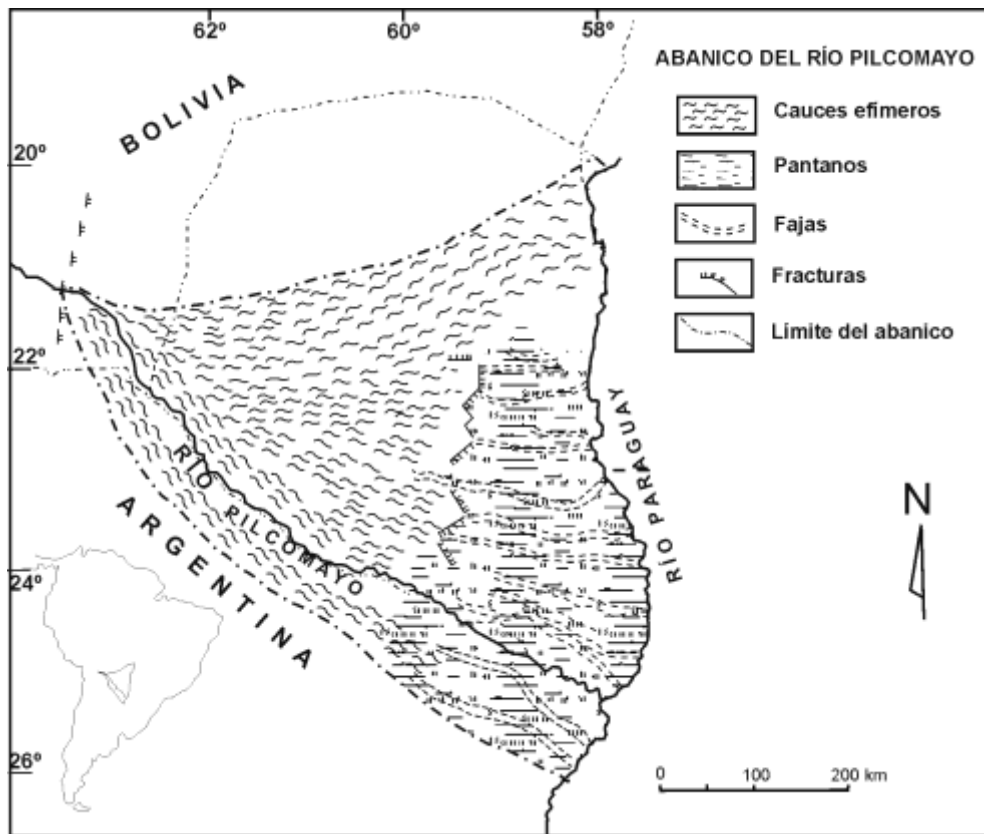


Fig. 20 – Mega-abanico del río Pilcomayo.

El abanico del Parapetí

El río Parapetí forma un abanico aluvial de varias docenas de miles de kilómetros cuadrados en Bolivia y Paraguay. Pertenecer en parte a la cuenca del río de la Plata y en parte a la cuenca amazónica. Actualmente su cauce permanente desagua en el bañado de Izozog, que deriva en el río Mamoré. En la época del creciente tiene un derrame importante que forma el río Timane, que se dirige hacia el este hacia el río Paraguay (Fig. 21).

De acuerdo a Huamán *et al.* (1975) se pueden reconocer cuatro sub-

unidades en la superficie del abanico: a) depósitos aluviales antiguos. b) llanura eólica. c) faja aluvial actual del río, y d) Bañado del Izozog. En el ápice aparecen dos terrazas correlacionables con las del Pilcomayo.

Los depósitos aluviales antiguos forman una amplia planicie con pendientes generales menores al 1 % donde el escurrimiento del agua es muy lento. Se observan en superficie cauces abandonados. La planicie está compuesta por materiales franco arcillosos y franco arenosos, color pardo amarillento rojizo. Los minerales dominantes son cuarzo e illita. Se extiende entre los 62° 15'W Y los 62° 30'W y más hacia el este en Paraguay. En general son suelos muy profundos, bien desarrollados, con horizonte B-textural. En el subsuelo hay precipitados de CO₃Ca en forma de pseudomicelios y pequeñas manchas. Estos depósitos han sido afectados en partes por deflación local. Son correlacionables con la terraza baja y los limos del oeste de Formosa en el abanico del Pilcomayo (también con el loess y el gran lóbulo meridional del río Bermejo).

La llanura eólica cubre un área de 25000 km² en el este de Bolivia y el noroeste del Paraguay. Está compuesta por arena fina en grandes dunas parabólicas de orientación N-S de varios kilómetros de longitud individual. Mineralógicamente están constituidas por 98% de cuarzo y 2% de feldespatos. Estas dunas corresponden a la movilización eólica generalizada ocurrida en el Holoceno superior entre 3400 BP y 1400 BP (Servant *et al.*, 1981).

La faja aluvial actual del río Parapetí está formada por el cauce actual y un conjunto de cauces abandonados por procesos de avulsión. Tiene unos 10 km de ancho en los 63°W y va torciendo hacia el Norte hasta llegar a los Bañados del Izozog con aproximadamente 20 km de ancho total. La acción eólica durante los meses secos transporta localmente la arena formando "sombras de arena" y pequeños montículos en el borde sur de los cauces. Esta unidad está en discordancia con la llanura eólica, por lo tanto apareció posteriormente al 1400 AP.

El Bañado del Izozog es un área pantanosa de 6800 km² de superficie, ubicada en la depresión tectónica. El río divide allí su cauce en numerosos brazos

con albardones, en un patrón distributivo. La carga sedimentaria del Parapetí es depositada en esta zona y redistribuida localmente por el viento en la época seca. El agua se pierde en gran parte por evotranspiración e infiltración; el resto migra lentamente hacia el Amazonas. En las depresiones el relleno sedimentario está constituido por arcilla (hasta el 80% del total) finamente estratificada. En los albardones la granulometría es algo más gruesa.

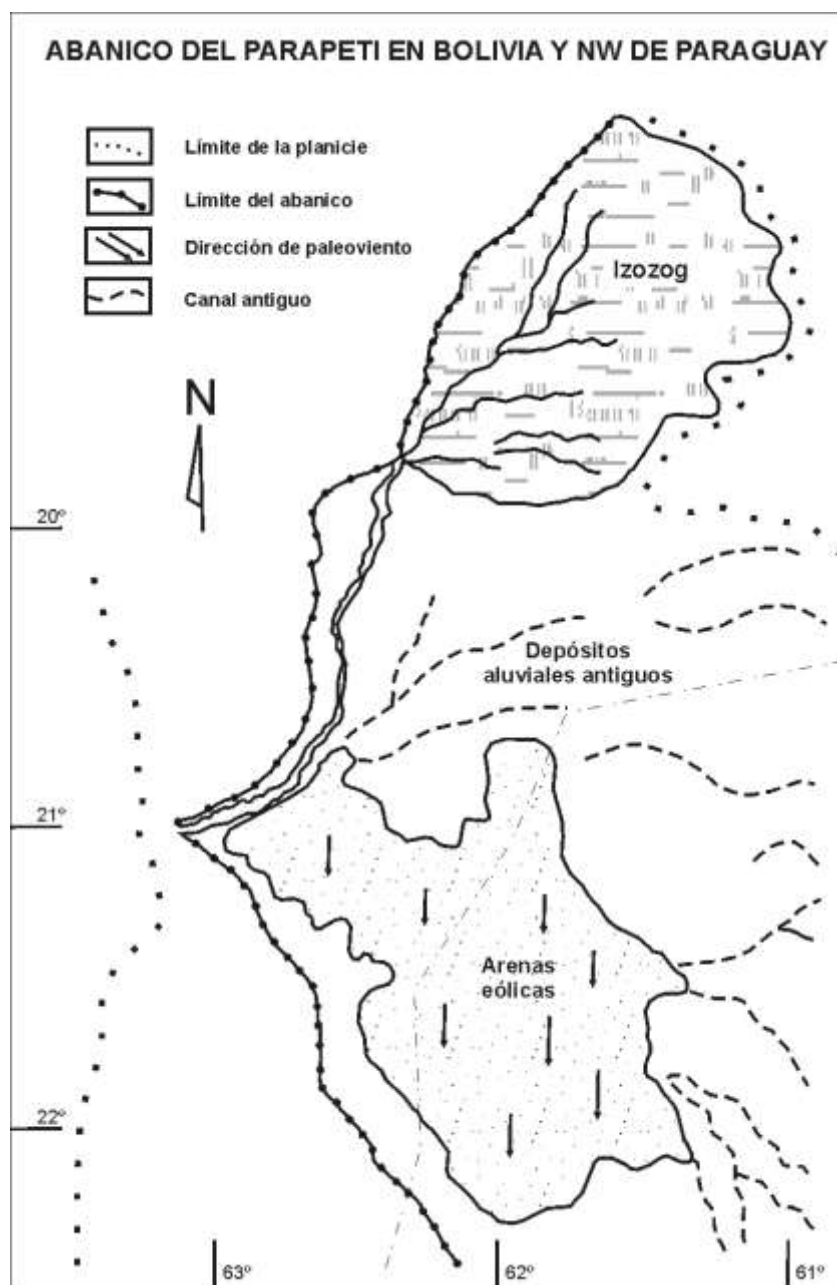


Fig. 21 – Mega-abanico del río Parapetí.

El abanico del río Grande

El río Grande sale a la llanura en Puerto Camacho (18° 55'S y 63° 35'W). Forma un abanico aluvial compuesto de 65000 km², de los cuales solamente el 30% corresponden al Chaco y el resto a los Llanos Amazónicos. Se describe aquí la parte chaqueña del sistema.

Al desembocar en la llanura chaqueña el río ha formado dos terrazas. La más antigua tiene unos 50 m de altura sobre el nivel del río; su superficie y laderas están labradas en una morfología de medias naranjas y cubierto por un loess castaño amarillento, con algunos niveles enriquecidos en restos vegetales y con laminación ondulada. Es correlacionable con las terrazas altas de los ríos Pilcomayo y Parapetí.

La terraza baja tiene 10 m de altura en la salida de la última quebrada de las Sierras Subandinas, disminuyendo a 3,30 m unos 700 m aguas abajo. Está compuesta por tres estratos. El estrato inferior está formado por arena de cauce abandonado culminado por un suelo castaño (segundo estrato). Ambos se correlacionan con la terraza baja del Parapetí y del Pilcomayo. El estrato superior (en contacto neto con el suelo enterrado) está formado por limo pulverulento, friable, sin estratificación, claramente más joven que los anteriores. Corresponde muy probablemente a un depósito de derrame simultáneo con las arrenas eólicas del Holoceno superior. Por el momento no disponemos de datos de caudales.

El río tiene un lecho mayor de extensión considerable, lo que indica que su caudal en creciente es grande. El lecho mayor mide 300 m de ancho al salir de la montaña y se ensancha hasta 5 km a 100 km de distancia definida. Está caracterizado por bancos poco definidos de arena muy fina. En algunos sectores aparecen bancos de cantos rodados, dominados por cuarcita. Dichos cantos se encuentran normalmente con abundante matriz de arena muy fina. Las arenas contienen más del 95 % de cuarzo. Son frecuentes los cauces de desborde, colmatados en distinto grado por arena y limo. En el limo se forman grandes polígonos de desecación, entre 25 cm y 1 m de diámetro. También atraviesan bancos transversales y diagonales de rodados gruesos y bloques pequeños de cuarcita e

intervalos más o menos regulares, con equidistancias entre 100 y 300 m. Exceptuando los rodados, la granulometría y estructuras sedimentarias observadas en el lecho mayor son similares a los del estrato B de la terraza baja. El cauce de estiaje tiene 800 m de ancho y patrón meándrico.

El cauce mayor en Pailón (17° 40'S) es caracterizado por bancos de arena muy fina con estructuras sedimentarias de transporte planas y extensas, de decenas de metros de longitud. Gran cantidad de palos, ramas y troncos están enterrados en la arena.

Los derrames y paleocauces del río Grande cubren el extremo noroeste del Chaco. Los derrames están compuestos por limo cuarzoso con illita subordinada. Se extienden hasta el mismo pie del escudo precámbrico que limita al Chaco por el norte. Incluso, en el valle de San José de Chiquitos (600 30'S), los derrames del río Grande, que llegan del sur, forman un pequeño abanico que cubre el valle, sin participación de sedimentos originados en las montañas adyacentes.

Varios paleocauces se encuentran aún bien definidos, con 40 a 80 m de ancho y 2 a 3 m de profundidad. Son las cañadas Los Aceites, Los Papagallos, Kolla muerto y otros. Transportan aguas de desborde ya casi sin sedimentos al río San Pablo.

LOS EPISODIOS EOLICOS

De la misma manera que el resto de Sudamérica, el Chaco sufrió durante el Cuaternario cambios climáticos de diferente magnitud. En las latitudes tropicales los cambios se expresaron en diferencias de humedad, más que en mudanzas en la temperatura. En todo el Chaco existen evidencias geomorfológicas y sedimentológicas de épocas más secas que la actual, durante las cuales la acción del viento fue dominante. De acuerdo con los datos estratigráficos obtenidos, se han podido identificar dos períodos secos, en los últimos miles de años, uno de ellos ocurrido durante el Pleistoceno final, seguramente vinculado con el Máximo Glacial, y el otro de edad Holoceno superior, más corto y menos severo.

En cada uno de ellos se formaron dos sistemas de circulación de vientos, uno al sur (de tipo pampeano) y el otro al noroeste, paralelo a las Sierras Subandinas. El interés principal de este último consiste en que los vientos fuertes y secos que movilizaron la arena y el limo provenían del interior de la planicie amazónica (Fig. 22).

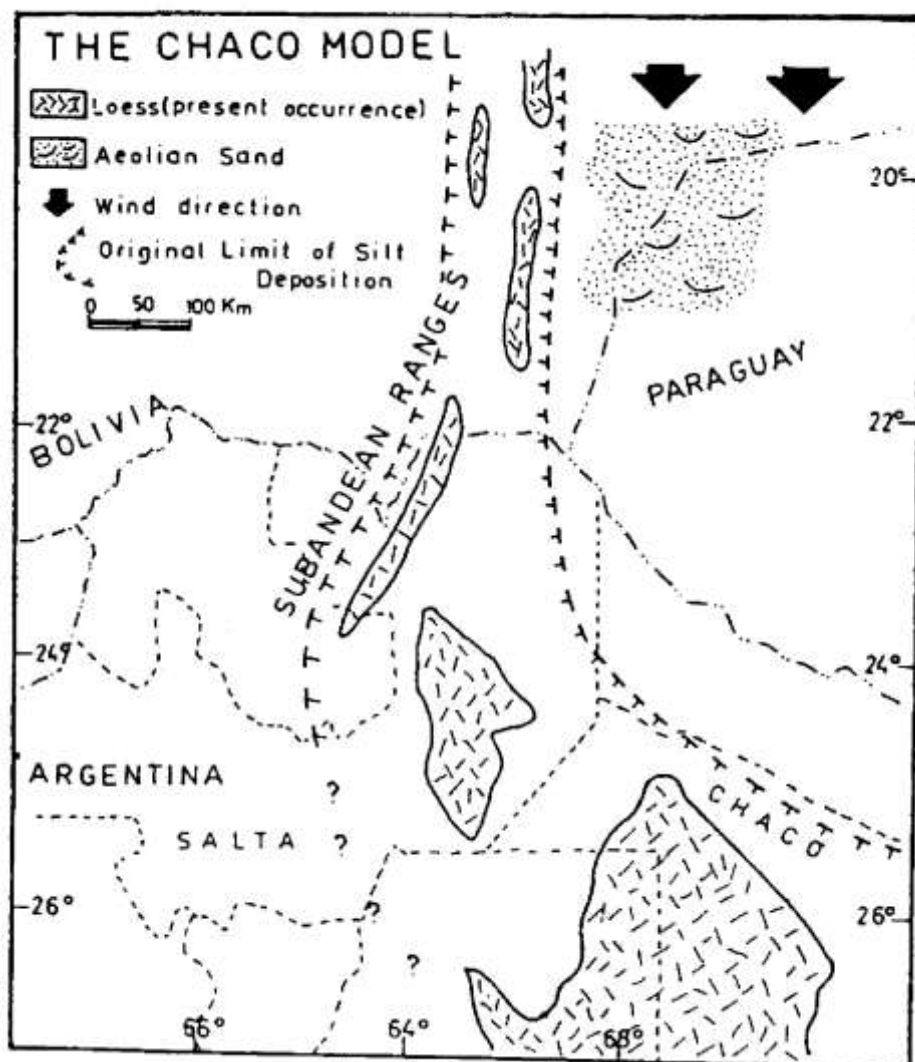


Fig. 22 – Sistema eólico chaqueño, en el que aparecen los campos de arena del Parapetí y la formación loésica Urundel.

Período seco del Pleistoceno

Sistema Pampeano . El casquete de hielo localizado en Los Andes patagónicos durante el Último Máximo Glacial generó un centro anticiclónico en el noroeste de Patagonia, que enviaba vientos fríos y secos hacia la pampa (Iriondo, 1990). En consecuencia, se acumularon extensos depósitos de arena y loess en la Argentina central y del norte. La mitad sudoeste del área fue cubierta por un gran mar de arena, detrás del cual se depositó un cinturón de loess de 300 km de ancho, que alcanzó el sur del Chaco en Santa Fe y Santiago del Estero. En dicha región el loess típico está interestratificado con limo eólico depositado en ambientes palustres, que está caracterizado por colores castaño grisáceo y gris verdoso, con concreciones de manganeso en su interior (Iriondo, 1987).

Sistema del noroeste - En amplias superficies del Chaco boliviano y noroeste del Paraguay aparecen campos en dunas. Las dunas fueron disipadas por un clima húmedo posterior, durante el cual se formaron suelos profundos. Asociada a las dunas, una faja de loess de 10 a 15 m de espesor rellena parcialmente los valles del flanco oriental de las Sierras Subandinas a lo largo de 900 km entre el sur de Santa Cruz de la Sierra y Tucumán (latitudes de 19° y 27° S). Se trata de la Formación Urundel. El campo de loess se extiende hacia el este en una ancha faja en las provincias argentinas de Salta y Chaco, ahora parcialmente erodada por los abanicos holocenos de los ríos Bermejo y Salado. Mineralógicamente está constituido por cuarzo e illita.

La arena pleistocena edafizada fue erodada y removilizada en varias regiones del noroeste chaqueño. La más extensa de ella es el arenal del Parapetí, con una extensión de 25 000 km². Otros menores son los arenales de Guanacos, Piraí,

Biru-Biru, etc. La arena fue movilizada por vientos de rumbo Norte-Sur, formando dunas parabólicas de hasta 10 km de longitud. De acuerdo con fechados de Servant *et al.* (1981), el clima seco permaneció desde el 3500 AP hasta el 1400 AP.

Período seco del Holoceno superior

Sistema Pampeano . Un clima seco, básicamente semiárido tiene lugar en el Holoceno superior en la zona del Chaco y de la Pampa. Las fechas 14C disponibles indican que el área estuvo seca entre 3500 años AP y 1000 años AP. (Iriondo, 1980). La acción del viento causó erosión de los sedimentos superficiales existentes y de los suelos. así como la redeposición del material erosionado en una extensa capa de arena y sedimento. y campos locales de dunas. Mediciones de indicadores paleovientos e información asociada indican la ocurrencia de un sistema anticiclónico estacional. Se trata del anticiclón que aparece sobre el Altiplano, el que tuvo un período de expansión y llegó a la superficie del terreno en toda la región chaco-pampeana. Se lo observa hoy en día en “años La Niña” y estimamos que fue el escenario normal durante este período: seco en el Chaco y húmedo en el Altiplano.

Este sistema afectó principalmente la parte distal de los abanicos del Salado y del Bermejo, depositando una carpeta de limo eólico de 20 a 40 cm de espesor sobre el paisaje. y formando hoyas de deflación circulares y elípticas con diámetros que varían entre los 200 m y los 2000 m (Fig. 15.8).

EL CHACO AUSTRAL

El Chaco Austral o Chaco Santafesino forma el extremo sur de la gran planicie chaqueña. Abarca un área triangular, llegando hasta la ciudad de Santa Fe, a 31° 30' S; limita con la Pampa y con el complejo sistema fluvial del río Paraná, con

los cuales se ha interdigitado en el Cuaternario y en el Terciario Superior. Está formado por depósitos cuaternarios pertenecientes a cuatro grandes sistemas; uno de éstos es eólico y los restantes fluviales: el del río Salado, el del Paraná y el del Bermejo. Cada uno de ellos se divide en unidades geomorfológicas menores. Movimientos tectónicos leves han ejercido considerable influencia durante todo el período. Hay evidencias de un clima húmedo seguido por un intervalo semiárido que culminó con un breve período árido. El clima actual es muy joven.

Estratigrafía

La composición geológica del Chaco santafesino hasta unos cien metros de profundidad está integrada por varias formaciones sedimentarias cuaternarias depositadas sobre un sustrato marino mioceno (*Fm Paraná*). Dichas formaciones cuaternarias son loessicas en el oeste, palustres en la zona central y fluviales en el este (Fig. 3). La secuencia estratigráfica es la siguiente (Fig. 23):

Formación Paraná - La Formación Paraná representa una ingresión marina miocena que se extendió sobre toda la región chaco-pampeana argentina y penetró hacia el norte en Paraguay y Bolivia. Fue un mar somero, y sus depósitos son generalmente litorales y neríticos proximales. Está compuesta por arena cuarzosa fina a muy fina color gris y amarillo, con intercalaciones de fangos grises, arcillas verdes y calizas organógenas. En una perforación realizada en San Guillermo, a escasa distancia de la región estudiada en este trabajo, se atravesaron 41 metros de espesor de esta formación. Está compuesta por estratos de arena cuarzosa mal seleccionada, de fina a muy gruesa, con abundantes segregaciones de óxido férrico, incluyendo escasos clastos de tamaño gránulo a canto rodado fino. Se intercalan estratos de limo arcilloso color oliva, de hasta tres metros de espesor y capas calcáreas y lutitas diagenizadas. En los niveles inferiores aparece una ceniza volcánica alterada

incluyendo abundantes cristales de yeso (Krohling e Iriondo, 2003). La Fm Paraná se extiende en el subsuelo de todo el Chaco santafesino.

Formación Ituzaingó - La Formación Ituzaingó es el depósito fluvial característico del río Paraná. Está compuesto por arena cuarzosa fina amarillenta y rojiza en estratos medianos y gruesos, interestratificada con limo gris y verde. Comenzó a sedimentarse al formarse este gran colector, en algún momento del Plioceno, es decir entre 2 y 4 millones de años atrás. Y sigue depositándose hasta el día de hoy. Esta formación ha recibido varias denominaciones informales en el siglo pasado; la más persistente es la de “Arenas Puelches”. Su espesor máximo es de 150 metros, aunque los valores típicos oscilan entre 10 y 20 metros. Está distribuida a lo largo del lineamiento Paraguay-Paraná desde Asunción hasta la depresión del Salado en la provincia de Buenos Aires, cubriendo una superficie de 120.000 Km² (Iriondo, 1984).

La formación Ituzaingó en el Chaco santafesino ha crecido por yuxtaposición de fajas fluviales controladas por fracturas. El mecanismo de divagación del cauce se produjo por fenómenos de avulsión, es decir que se traslada mediante desplazamientos discontinuos y no por un mecanismo de “barrido” lateral continuo.

En la perforación realizada en el paraje Fortín Tres Pozos se atravesó la formación Ituzaingó desde la profundidad de 19,50 m hasta el final de la misma, a los 30 m. Las facies fluviales típicas aparecieron entre los 25 m y el fondo de la misma; la parte superior está compuesta por una mezcla de arena y sedimentos finos, probablemente relleno local de un cauce abandonado.

En la facies fluvial la relación cuarzo/feldespatos oscila entre 17 y 100 (es decir, hay entre 94 y 99 % de cuarzo). El mineral arcilloso representativo es la caolinita, que aparece en porcentajes escasos. La goethita es abundante, con picos de hasta 30 % del máximo en el difractograma de rayos X. Granulométricamente es una arena bien seleccionada con diámetros entre 200 y 300 micrones. La facies

superior de relleno tiene 5,50 m de espesor; está compuesta por arena fina limosa y limo areno-arcilloso. Su composición mineralógica está dominada por cuarzo; la relación cuarzo/feldespatos tiene un valor de 10 en la base, disminuyendo paulatinamente hasta 2 en el techo. Los minerales arcillosos están representados por illita en la base y en el techo, y por predominio de montmorillonita en la parte central, lo que sugiere diferentes fuentes de aporte durante la sedimentación. Considerando un esquema simplificado de las arcillas de la región, puede deducirse que durante la acumulación de ese relleno se interrumpió el aporte de sedimentos del alto Paraná (caolinita) y predominaron fuentes ubicadas en el sur y el oeste (illita), y ocasionalmente del este (montmorillonita).

La resistencia a la penetración según el ensayo SPT es alta a muy alta en la Fm Ituzaingó, alrededor de 50 golpes excepto en un solo nivel. Dicha característica es típica de arenas fluviales antiguas densas y muy densas, bien empaquetadas. El nivel débil indica probablemente la existencia de un acuífero.

La Fm Ituzaingó se encuentra en el subsuelo de las regiones central y oriental del Chaco santafesino, entre el río Paraná hasta unos 40 kilómetros al este de la ciudad de Tostado. No fue depositada en la región eólica del oeste.

Formación Tezanos Pinto y otras unidades loésicas - La Formación Tezanos Pinto es el clásico loess pampeano que cubre la región central de la provincia de Santa Fe (Iriondo y Krohling, 1995). Se extiende en el oeste del Chaco santafesino en una faja de varios kilómetros de ancho a lo largo del límite con Santiago del Estero, abarcando más de la mitad del Departamento 9 de Julio e incluyendo las localidades de Tostado y Villa Minetti; y sigue hacia el norte en la provincia del Chaco. Tezanos Pinto es en esta región geomorfológica y sedimentológicamente similar a la que se encuentra en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, 2003). Es un limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, de color marrón claro (7.5 YR 6/4). Poroso, friable y masivo. Canalículos rizoides revestidos por segregaciones de Fe y Mn. Incluye cantidades variables, siempre significativas, de Co_3Ca disperso y en

concreciones. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo policristalino dominante, con porcentajes importantes de microaglomerados y porcentajes accesorios de cuarzo monocristalino, vidrio volcánico y feldespatos. Tiene 20 a 25 metros de espesor. Se depositó entre 36.000 y 8.500 años antes del presente, es decir en el Último Máximo Glacial.

De acuerdo a datos indirectos de subsuelo, Tezanos Pinto sobreyace a otras dos formaciones sedimentarias eólicas encontradas en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, op.cit.). Estas fueron denominadas provisoriamente “Loess A” y “Loess B”. El Loess A está compuesto por limo grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado a marrón claro; contiene escaso CO_3Ca secundario formando segregaciones aisladas y concreciones duras. Tiene 10 a 15 metros de espesor. El Loess B es un limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado; motas de óxidos de Fe-Mn; tiene de 20 a 25 metros de espesor. Una datación según OSL determinó una edad de 99.730 ± 7.540 años antes del presente para la parte central del Loess B. De manera que la sedimentación loessica abarca en esa región casi todo el Pleistoceno Superior, desde el Último Interglacial hasta la base del Holoceno.

Formación Fortín Tres Pozos - Esta unidad geológica ocupa el centro del territorio del Chaco Austral o Santafesino. Ya está descrita en párrafos anteriores.

Suelo Hypsithermal - En el techo de la Fm. Tezanos Pinto se desarrolló un suelo durante el Periodo Húmedo Hypsithermal u Optimum Climaticum del Holoceno medio, entre 8000 y 3500 años antes del presente. En las áreas de interfluvios el suelo está bien desarrollado, con una secuencia A-Bt-C. Este suelo aparece truncado en la mayor parte de la región.

COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS REPRESENTATIVAS

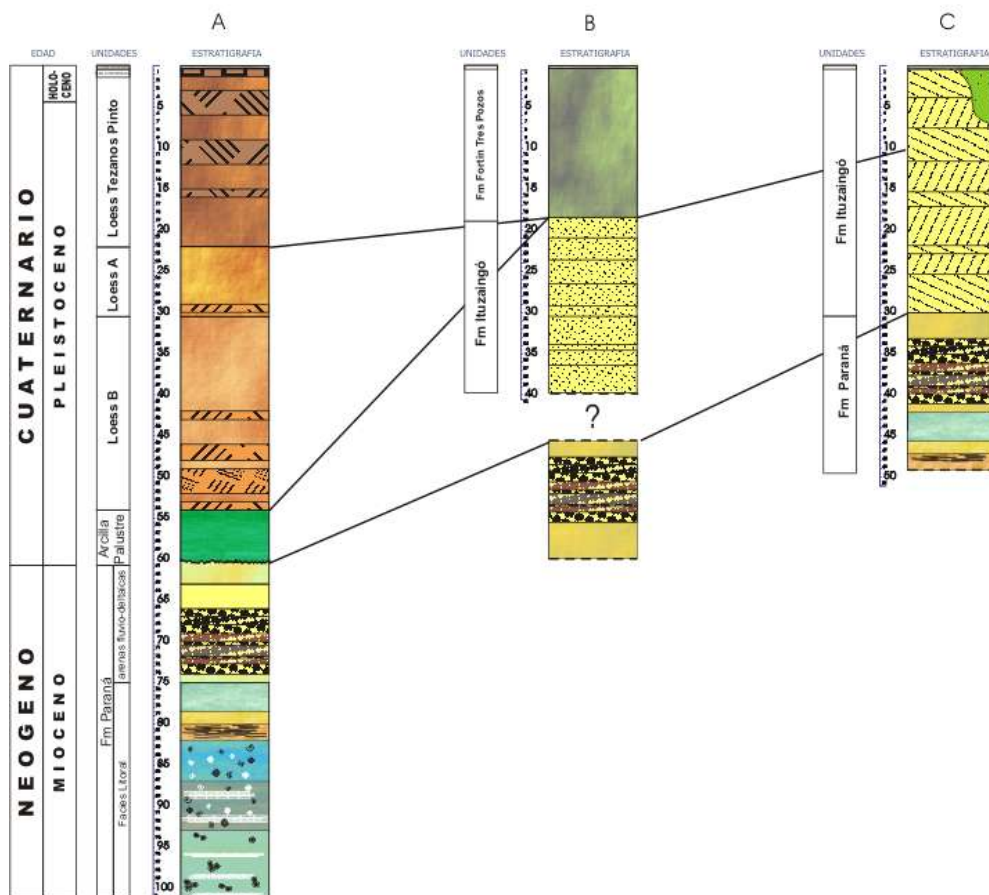


Fig. 23 – Correlación estratigráfica de las regiones que componen el Chaco Austral (según Iriondo, 2007).

Sedimentos Palustres Superficiales - La parte superior de la columna geológica cuaternaria en la región central del Chaco Santafesino (denominada Bajos Submeridionales en la geografía local, que abarca desde una línea norte-sur que corre unos 20 kilómetros al este de Tostado hasta el cauce del arroyo Golondrinas/Calchaquí: este del Dto. 9 de Julio y oeste de Vera) está formada por un cuerpo de sedimentos limo-arcillosos grises y gris verdosos, acumulados en

ambiente palustre, de espesor variable entre 25 cm y 2 metros. En casi toda la región aparece en dos secciones, la inferior netamente palustre y la superior con ciertas características eólicas. En la localidad de Fortín Tres Pozos la sección inferior está organizada en estratos finos de 5 a 8 cm de espesor, continuos, difusos, concordantes, horizontales. Contiene abundantes concreciones de carbonato sucio, de 1 a 4 cm de diámetro, equidimensionales e irregulares, con superficie áspera.

La sección superior es limo-arcillosa, forma talud vertical y mayor porosidad; carece de laminación interna. Rompe en terrones irregulares de 5 a 10 cm de largo. Contiene valvas de gasterópodos en todo su espesor. El contacto entre ambas secciones es concordante.

Los sedimentos palustres superficiales aparecen con espesores de 60 a 110 cm, en discordancia sobre la Formación Fortín Tres Pozos al norte de la estancia El Triunfo. Los menores espesores observados (unos 15 cm) aparecen sobreyaciendo a arenas aluviales muy finas en la Cañada de las Víboras. En el cruce de las rutas 13 y 30, en el límite con la provincia del Chaco (28°S/61°W, Dto. 9 de Julio), el perfil aflorante de esta unidad aparece con sus dos secciones bien definidas, la inferior con 30 a 50 cm de espesor y la superior con 20 a 30 cm de potencia; ambas rompen en terrones de 2 a 6 cm de largo. Sus características sedimentarias son similares a las descritas en las otras localidades.

Estos limos superficiales tienen escasa resistencia a la penetración. Los ensayos SPT resultaron en valores de alrededor de 5 golpes, típicos de sedimentos blandos, porosos y escasamente consolidados (Fig. 4).

La edad de estos sedimentos es holocena superior, coincidiendo la sección superior con la Fm San Guillermo.

Formación San Guillermo (Iriondo y Krohling, 1995). Yace en discordancia erosiva sobre el suelo parcialmente erodado de la Fm Tezanos Pinto. Está compuesta por limo gris (10 YR 5/1) con escasas arcilla y arena

muy fina. Su espesor varía entre 30 cm y 1 metro. La formación es masiva, en general friable, porosa, permeable y no calcárea. Está atravesada por numerosos moldes de raíces, macroporos y canalículos (Krohling y Orfeo, 2002). Esta unidad fue depositada en el Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años antes del presente. Contiene fragmentos de cerámica y bolas de boleadoras.

Campos de dunas holocenas - Durante la época de sedimentación de la Fm. San Guillermo se formaron campos de dunas eólicas a lo largo del río Paraná. Están formados por arena fina cuarzosa deflacionada de la llanura aluvial de ese río. Existen tres campos mayores en la región, uno de éstos ubicado en la zona de Alejandra (Dto. San Javier), mide 17 Km de longitud N-S y 5 Km de ancho. Otro, de superficie algo mayor, se encuentra en la zona de Helvecia (Dto. Garay) y Cayastá. El tercero cubre el área de Santa Rosa y Rincón, en el extremo sureste del Chaco. Originalmente estuvieron compuestos por grandes dunas parabólicas de orientación sureste-noroeste. Otro campo de dunas del mismo origen se encuentra en el área de Coronda (ya fuera de la región chaqueña); fue estudiado por Iriondo et al.,(1983).

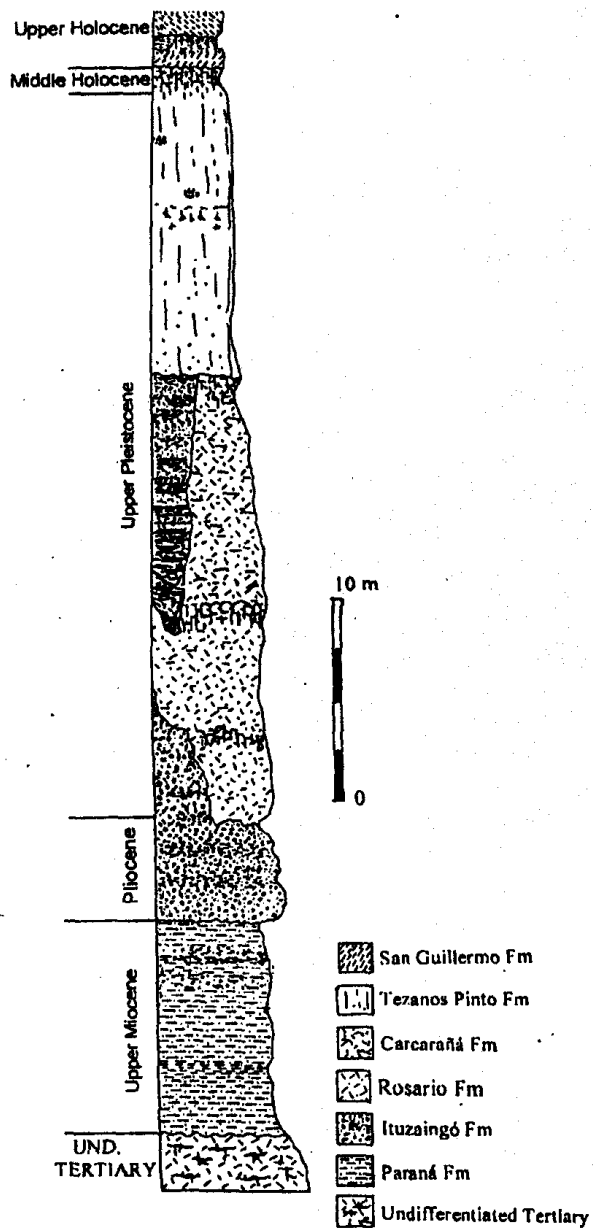


Fig. 24 – Columna estratigráfica de la Pampa Norte, que limita en transición con el Chaco Austral.

XII - LA AMAZONIA PERUANA

El Cuaternario de la Amazonia peruana está caracterizado por la influencia directa de los procesos endógenos de la dinámica andina, tanto tectónicos como volcánicos. En general, se acumularon grandes abanicos aluviales durante los climas relativamente secos y se formaron fajas fluviales importantes en las épocas húmedas como la actual. Durante todo el Plioceno y el Cuaternario las redes fluviales han pertenecido a la vertiente atlántica. Los movimientos neotectónicos han influido en el paisaje en mayor medida durante las épocas húmedas, provocando fenómenos mayores de avulsión en los grandes ríos.

Desde un punto de vista regional, la evolución de las tierras bajas amazónicas ha sido fuertemente dependiente de la dinámica neotectónica de antepaís de la cordillera de los Andes (Rasanen et al., 1992). En gran escala, los Andes se han formado mediante un mecanismo de acortamiento del antepaís, lo que produjo un acrecientamiento del espesor crustal y ulterior levantamiento. En los Andes Centrales peruanos el acortamiento fue de aproximadamente 115 kilómetros. En la zona peruano-boliviana más al sur el acortamiento fue de 100 Km en los últimos 12 millones de años y de 15-20 Km en los últimos 3 Ma (o sea durante el Plio-Pleistoceno) (Isacks, 1988). La dinámica superficial ha resultado en la fragmentación del antepaís en varias cuencas compuestas ahora por abanicos aluviales de edad plioceno-pleistocena inferior-pleistocena media y terrazas fluviales del Pleistoceno Superior y Holoceno. Rasanen et al. indican edades entre 180 y 30 Ka. A.P. para estas terrazas.

Los grandes ríos de la Amazonia Occidental han sufrido importantes cambios de curso durante el Cuaternario Superior debido a movimientos neotectónicos recientes. Dumont (1991) registra cambios de posición de los ríos Ucayali y Marañón en la depresión de Ucamara (Perú) con desplazamientos de 70 y 50 kilómetros de los cauces. Ambos ríos tienen un tronco común en una primera etapa; posteriormente el Marañón se separa, ocupando sucesivamente otras dos posiciones (Yanayacu y Shiricyacu) por avulsión. Finalmente llegó a su posición actual en una fecha posterior a los 13.000 años A.P. Los cauces abandonados tienen diferentes dimensiones y distintas geoformas internas, lo que indica cambios climáticos durante las sucesivas fases.

El río Ucayali tuvo una rotación a partir de su punto de entrada en la depresión a una migración en abanico hacia el sureste, lo que se explica debido a la muy activa subsidencia tectónica del sector sur de la depresión. Dicho sector estuvo caracterizado por numerosas fallas transcurrentes durante el Paleozoico Superior.

Aunque no conocemos estudios de este tipo realizados en territorio boliviano, este tipo de dinámica fluvial es de esperar en el área de los ríos Madera y Guaporé.

El vulcanismo ha influido sobre todo en el norte, en la región situada en la margen izquierda del río Marañón, ya sea directamente por lluvias de cenizas o indirectamente debido a la remoción aluvial de cenizas y arenas volcánicas provenientes de volcanes ecuatorianos. El río Pastaza ha formado un abanico aluvial de 400 Km de longitud, con ápice en la localidad de Morona, en el piedemonte ecuatoriano, y 300 Km de ancho en la línea distal a lo largo del Marañón, que cubre una superficie de 50.000 Km². Tiene una típica forma distributaria, con numerosos cauces abandonados cubiertos ahora por pantanos. Existen también cauces activos

importantes, tales como el Chambira, el Morona o el Corrientes, que ocupan cauces abandonados por el Pastaza. Dicha masa sedimentaria ha sido descrita como *Formación Morona*, con perfil tipo en territorio ecuatoriano (Iriondo, 1994). Está compuesta por 8 a 9 metros de espesor de arena volcánica compacta y arcilla gris laminada en la base, concreciones ferruginosas impuras y moldes de raíces rellenos con hematita intercaladas con arcillas en su parte central y cenizas limo arcillosas en la sección superior. La formación culmina con una sucesión de una secuencia de estratos finos de color gris a ocre rojizo. Está cubierta por un manto de ceniza marrón a ocre rojizo.

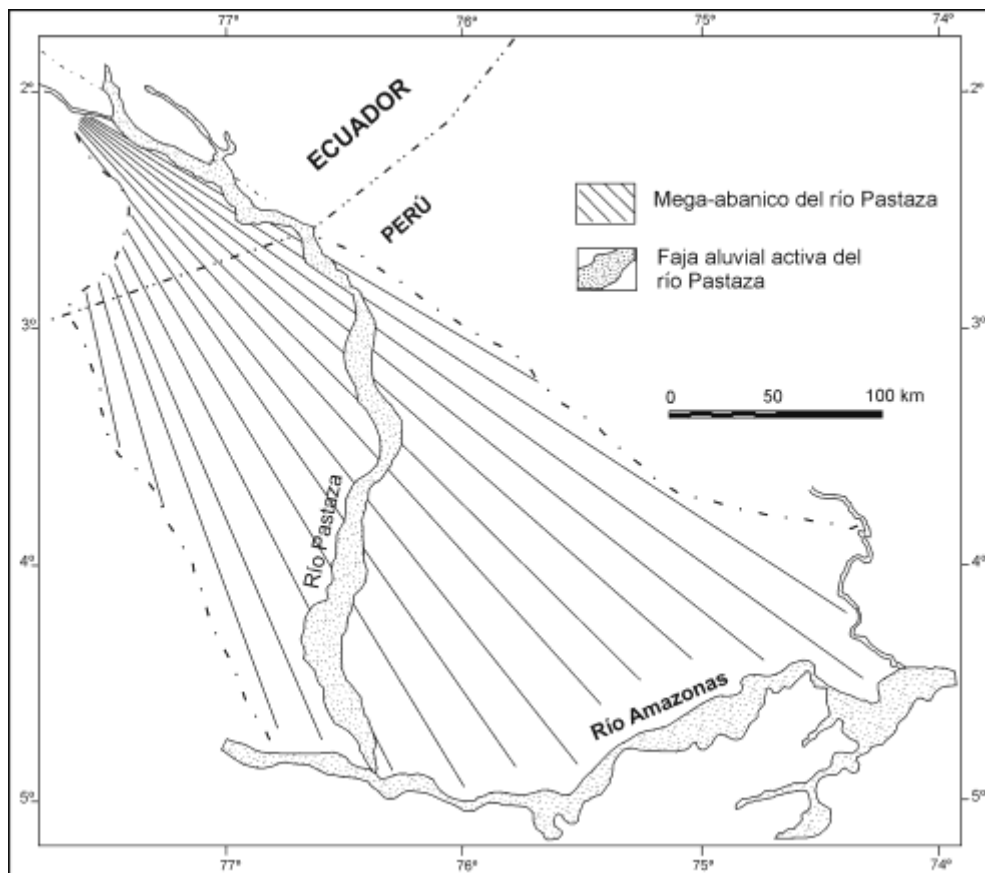


Fig. 25 – Mega-abanico del río Pastaza, constituido por la Formación Morona (Iriondo, 1994).

XIII - EL ALTIPLANO CHILENO

El Altiplano chileno forma una faja de uno 1100 Km de longitud y 50 a 100 Km de ancho a lo largo de la frontera con Bolivia y Argentina. Está caracterizado por un ancho cinturón volcánico a ambos lados de la frontera y una orla sedimentaria terciaria clástico-volcánica hacia el oeste.

De la misma forma que en Bolivia y Argentina, existen numerosas cuencas endorreicas que tienen origen tectónico o volcánico (bloqueo por coladas de lava, formación de calderas, etc.)(Chong, 1997).

Dichas cuencas se han transformado en lagos y salinas, con características variables según los cambios climáticos ocurridos en los diferentes períodos del Cuaternario. En la actualidad tanto lagos como salinas son inundados por precipitaciones torrenciales durante la temporada de lluvia en los meses de diciembre a febrero. La secuencia de fases lacustres registradas en esa región es la misma que se conoce en el Altiplano boliviano.

La naturaleza fundamentalmente volcánica de esta área se tradujo a lo largo del Terciario y el Cuaternario en aportes asociados, volcánicos y terrígenos, a las cuencas y la formación de diferentes sedimentos y sedimentitas, clásticas, químicas y biogénicas. La subsecuente diagénesis y alteración de minerales ha resultado en la génesis de minerales poco comunes como dolomitas y boratos y salmueras de litio.

Un estudio limnogeológico realizado en la laguna Miscanti, situada a 23° 44'S y 67° 46'W (Valero-Garcés et al., 1996) aporta información concordante con los clásicos casos del Altiplano boliviano. En esa latitud, a la altura de la provincia de Salta, el Holoceno medio fue la época más árida, con desecamiento del cuerpo de agua y formación de costras en condiciones subaéreas.

El final de ese período representó un cambio importante en la dinámica ambiental y comenzó el sistema atmosférico actual. Los testigos muestran un progresivo incremento de la humedad efectiva, interrumpido por numerosos períodos más secos de escala centenaria. Dichos períodos tuvieron intensidad y duración variable, caracterizando un clima fluctuante en el Holoceno superior.

Según Geyh et al. (1999), la última fase húmeda pleostocena/holocena comenzó entre los 13 y los 12 ka AP y los máximos niveles lacustres fueron alcanzados entre 10.800 y 9200 a AP. Son edades claramente más jóvenes que las que se conocen para la cuenca Titicaca-Uyuni en el Altiplano boliviano. Los paleolagos desaparecieron entre los 8000 y los 8400 años antes del presente. Esta cronología tiene buena coincidencia con la historia regional de la ocupación humana, y es en general sincrónica con cambios vegetacionales en las regiones subtropicales continentales de Sudamérica, y con la expansión de los humedales en los trópicos del Hemisferio Norte.

XIV - LA PUNA ARGENTINA

El sector argentino del Altiplano Sudamericano recibe el nombre de “Puna”. Se extiende desde el límite tripartito con Bolivia y Chile hasta el Complejo Volcánico Ojos del Salado, más precisamente hasta el área del Cerro San Buenaventura, a los 27° de latitud Sur, en la provincia de Catamarca. Sus características geológicas y geográficas son similares a las descritas para el territorio boliviano, es decir, un bloque elevado vinculado a una sutura de subducción particular, altitudes superiores a los 3500 metros, cadenas montañosas interiores, cuencas endorreicas con grandes salares y volcanes superiores a los 5000 metros de altura.

Dentro de las condiciones generales áridas y frías, el clima actual de la Puna (y seguramente también el clima durante todo el Cuaternario) tiene un claro gradiente en dirección norte-sur. La aridez y la fuerza de los vientos aumentan severamente hacia Catamarca. Milana y Krohling (com. pers.) encontraron campos de dunas de tipo mega-ripples de considerable extensión, compuestas por gravas y rodados finos. La muy alta velocidad del viento capaz de transportar esos clastos gruesos sugiere un efecto catabático (similar al que se produce en la Antártida) en las masas de aire originadas en el Anticiclón del Pacífico y que cruzan hacia el oeste.

ESQUEMA GENERAL

El Cuaternario en la Puna está representado por rocas volcánicas y depósitos piroclásticos, además de acumulaciones aluviales y depósitos intermontanos, entre los cuales se destacan las evaporitas (Turner y Mendez, 1979).

Dacitas y sus tobas - Entre las rocas volcánicas del Cuaternario Inferior figuran las

dacitas y tobas que afloran principalmente en la mitad occidental de la Puna. Su estructura, composición y textura son variables; se presentan todas las transiciones, desde coladas de lava, ignimbritas, tobas aglutinadas y materiales piroclásticos, hasta tobas estratificadas groseramente. Las riolitas, por lo general, son de color blanco grisáceo a rosado grisáceo, con fenocristales de sandina, oligoclasa y cuarzo, en una pasta vítrea. Las riodacitas son de color blanco grisáceo a rosado, con escasos y pequeños fenocristales de clinopiroxenos y ortopiroxeno hipersténico. Las ignimbritas riodacíticas presentan fenocristales de plagioclasa acentuadamente zonal con múltiples maclas de anfíbol pardo, biotita y escasos clinopiroxenos y ortopiroxenos. Las dacitas (roca predominante) son de color blancuzco y grisáceo rosado; están integradas por plagioclasa, andesina básica, cuarzo y biotita, con una pasta constituida por un intercrecimiento compacto de cuarzo y plagioclasa. En ocasiones la pasta es esferulítica. Esta asociación de rocas volcánicas está ubicada en la base del Cuaternario, y en el Plioceno superior.

Andesitas A y sus tobas y Andesitas B y sus tobas -(Turner y Méndez, op. cit.)- Se trata de rocas provenientes de erupciones posteriores a las dacitas. De acuerdo a la posición morfológica que ocupan pueden subdividirse en dos episodios, uno más antiguo que el otro. Guardan una relación estrecha con el Andesitvulkanismus (Zeil, 1963) y cubren una superficie mucho mayor que las dacitas y sus tobas. Las andesitas A son de color grisáceo a pardo grisáceo, macizas, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una pasta fina a muy fina. Las andesitas B tienen una extensión muy superior y ocupan una posición topográfica más alta, sobre todo en la parte occidental de la Puna. Forman los estratovolcanes grandes como el Antofalla, Calalaste y Tebenquincho Grande (entre otros) compuestos por coladas, brechas y tobas andesíticas de color pardo. Las rocas son predominantemente de color pardo rojizo con plagioclasa y mafitos en una pasta fina. Las tabas asociadas tienen color gris rosado parduzco. Se les atribuye una edad pleistocénica inferior, pero más joven que las dacitas y sus tobas; entre otros motivos por estar menos alteradas.

La génesis de los magmas que produjeron las andesitas basálticas fue atribuido a varios grados de fusión parcial de una peridotita granatífera y a variaciones composicionales en el manto subyacente (Coira 1988).

Tobas dacíticas - Se encuentran sobreyaciendo a los materiales de las andesitas A y B. Se trata de (en parte ignimbritas) de color grisáceo a blanco rosado. Cubren una gran superficie en el Oeste de la Puna. Se les atribuye también una edad pleistocena inferior.

Fenobasaltos - Constituyen la última manifestación de rocas volcánicas en la Puna. Son volcanes bien conservados, ubicados principalmente en la divisoria de aguas, ocasionalmente más al este (Antofagasta de la Sierra, Carachi Pampa). Cubren y están cubiertos por depósitos aluviales, y no han sido afectados por la glaciación, encontrándose alineados generalmente a lo largo de fallas.

Se encuentran también tobas poco consolidadas, cineríticas, de color blanco, en forma de bancos de 20 a 40 cm de espesor, con laminación entrecruzada provocada por arrastre hídrico posterior. Tienen espesores variables que no pasan de unos 20 metros.

Depósitos aluviales y otros - Los sedimentos poco consolidados que cubren la mayor parte de la comarca están compuestos por tres o más niveles de terrazas y corresponden a depósitos de bolsón y de conos aluviales y gravas de terrazas. Se pueden distinguir generalmente tres unidades: la primera de ellas, (la más antigua) está integrada en su mayor parte por sedimentos arenosos con intercalaciones arcillosas y numerosas camadas conglomerádicas. Esta unidad descansa mediante una discordancia evidente sobre las rocas preexistentes.

Tiene 250 metros de espesor y constituye las terrazas más altas. Se le asigna edad

Pleistoceno inferior.

La segunda unidad está constituida por sedimentos clásticos y químicos. Los sedimentos clásticos son arenosos con intercalaciones arcillosas y también numerosas estratos conglomerádicos. Tiene forma de terraza y posee estratificación muy pobre. Su espesor es de alrededor de 100 metros. Los sedimentos químicos están representados por calizas y evaporitas. Las calizas son reducidas y forman costuras de pequeño espesor, entre 0,50 y 1 metro de potencia. En otros casos se trata de concreciones relacionadas con fenómenos hidrotermales de la última fase del vulcanismo andino.

Las evaporitas fueron estudiadas por Igarzábal (1984), quien determinó que las rocas están depositadas en cuerpos lacustres formados a principios del Pleistoceno y que tuvieron una historia de desecamiento progresivo hasta culminar en climas áridos e hiperáridos del Pleistoceno Superior y Holoceno. La mayor parte del volumen de sal proviene de evaporitas terciarias de la región. Los cuerpos salinos siguen evolucionando en la actualidad.

La tercera entidad sedimentaria de Turner y Méndez está compuesta por depósitos holocénicos, en su mayoría arenosos y arcillosos, con intercalaciones de rodados formando conos aluviales. Por lo general se trata de materiales antiguos reabajados. En numerosas localidades estos depósitos están cubiertos por médanos.

También se registran en la Puna depósitos morrénicos en altitudes superiores a los 5000 metros, cubriendo áreas muy reducidas, y fenómenos de remoción en masa constituidos por derrumbes, deslizamientos y flujos de barro. La mayoría de ellos tiene edad holocénica.

González (1984) describió la unidad ignimbrítica “Ojo de Ratones” en el sur de

Salta. Esta consiste en una secuencia de ignimbritas de unos 65 metros de espesor visible, provenientes de la caldera volcánica del cerro Galán, con edades que varían entre 5,2 Ma. 2,5 Ma, osea alcanzando la base del Cuaternario.

CUATERNARIO DEL BOLSÓN POZUELOS

(extracto de publicaciones de A. Igarzábal)

Consideraciones Generales

La depresión de Pozuelos, en la Provincia de Jujuy, se enmarca en las características de un "bolsón lineal", tectónica mente delimitado en la casi totalidad de su perímetro. Las Sierras de Cochinoca y de Escaya por el este y de Rinconada por el oeste, corresponden a bloques tectónicos en pilares delimitando, a su vez, un bloque interior tectónicamente deprimido, en su mayor parte recubierto por acarreos aluviales y lacustres a excepción de su sector suroeste donde afloran rocas paleozoicas atravesadas por rocas ígneas extrusivas que han edificado. varios conos decíticos de un centenar de metros de altura. Ese estilo tectónico en fosas y pilares acabó por definirse en el diastrofismo de la Fase Diaguíta (Movimientos Andicos) a fines 'del Plioceno y principios del Pleistoceno. No obstante se reconocen evidencias que ponen de manifiesto efectos neotectónicos.

El centro de la depresión está ocupado por un cuerpo de agua libre salada, la laguna de Pozuelos, actual remanente de un cuerpo diez veces mayor que alcanzó su óptimo desarrollo durante el Pleistoceno coincidiendo con la máxima expansión glaciaria regional que afectó casi exclusivamente la sierra de Santa Victoria, primer elemento orográfico septentrional de la región morfoestructural de Cordillera Oriental, en el NO argentino. La actual laguna, elongada en el rumbo de la depresión tectónica, recibe sendos cursos fluviales de escurrimiento permanente por el Norte y

Sur, los ríos Sta. Catalina y Cincel, respectivamente.

Sedimentación y formas asociadas

Aunque por el carácter cerrado de la cuenca la mayor parte del relleno de la depresión permanece oculto, algunos laboreos mineros permiten reconocer las acumulaciones de base consistentes en aglomerados de cantos poco desgastados, englobados en una matriz areno-limosa. Estos sedimentos torrenciales se estiman fueron acumulados a partir de una intensa crioclastia que puso en marcha el enfriamiento regional, no glaciario, en la Puna.

El carácter esencialmente pelítico de las sedimentitas paleozoicas facilitó la producción de abundantes fracciones finas que, auxiliadas por acciones de remoción en masa, fundamentalmente fluviales, alcanzaron el centro de la depresión, en la que se concentraron en un cuerpo lacustre embrionario. Por entonces la condición climática solo fué ligeramente más fría y húmeda que la actual. Mientras las acciones crioclastica primaban en el relieve montañoso circundante a la depresión, una moderada cantidad de precipitaciones beneficiaba los planos bajos del relieve, conformando fases pluviales pleistocénicas. Al término de este tiempo, los lagos habrían alcanzado su máxima expansión, como ocurriera en el Altiplano Boliviano, con desarrollos tan importantes como los de Tauca, Minchín, y Escara, en su extremo austral; es posible que la máxima expansión lacustre en Bolivia se relacione con la deglaciación de su Cordillera Real. También la continuación de dicho elemento orográfico en Argentina, la sierra de Santa Victoria, muestra inequívocas señales de glaciación, pero su descogelamiento aportó caudales a las cuencas de los ríos Pilcomayo y Bermejo, pero no a la Puna.

Como una continuidad de la condición climática fresca y seca con que ocurre la transición del período Plioceno al Pleistoceno, se elaboraron extensos planos de glaciares de denudación, cuyos remanentes terrazados se exponen en el

extremo norte (estribaciones de la Sa. de Calahoyo) y suroeste (flanco oriental de la Sa. de Rinconada) de la depresión.

Aunque el mayor humedecimiento pleistocénico afectó generalizadamente a la Puna argentina, su sector septentrional, hasta los salares de Alaroz y Cauchari, el más beneficiado, como lo demuestran las paleolíneas de riberas que se observan en las depresiones de Guayatayoc, Salinas Grandes, los salaras primeramente señalados y en especial en Pozuelos.

A juzgar por los horizontes algales que se ubican el tope de los sedimentos lacustres sobre el área inmediata al borde oriental de la laguna de Pozuelos, a una altura de aproximadamente 20m. respecto a su superficie actual y fueron datados en 27.000 años.

Con ese maxinivel de expansión y como respuesta a la moderada abundancia de caudales, en las descargas de las quebradas del relieve montañoso se organizaron depósitos pedemontanos. Los conos aluviales más importantes alcanzaron las márgenes del lago, e incluso sus acarreos más finos las penetraron a modo de pequeños depósitos de deltas sublacustres.

Como se indicara precedentemente, por el carácter endorreico de la cuenca no existen perfiles que permitan reconocer el espesor total de sedimentos lacustres que, no obstante, se estiman entre 30 y 50 m. en la parte central más subsidente. En cambio, a partir de la reconstrucción de líneas de paleoriberas, la laguna alcanzó una extensión entre 60 a 70 km. y un ancho medio estimado entre 5 a 6 km. equivalente aproximadamente a una superficie de 300 km². Puede presumirse igualmente que si su profundidad media fue del orden de 5 m. ello configuró un volumen de 1,5 km³. (1500 hm³.).

Presumiblemente la retracción lacustre se inicio en el Pleistoceno superior, pero a juzgar por la buena definición de las líneas de paleoriberas no fué persistente y continúa hasta su virtual agotamiento. No obstante fue lo suficientemente rápida como para generar un cambio radical de la fisonomía del relieve.

Así los conos aluviales y planos de glacís perdieron funcionalidad y fueron progresivamente terrazados. A su vez la depresión fue dejando a la vista los depósitos sublacustres. En retracción tambien tuvo que ver la movilidad del fondo a partir de la reactivación de la fracturación que lo afecta a lo largo del flanco oriental.

El desecamiento holocénico también provocó la infuncionalidad de los depósitos pedemontanos que bajo las nuevas modalidades de escurrimiento generaron el derrame de los materiales que lo componían hacia el interior de la cubeta transformando aquel relieve en un plano generalizado y suavemente ondulado que configura un paisaje de glacis de pie de monte. Numerosos uadis lo recorren, pero los caudales en sus extremos distales solo alcanzan las líneas de paleoriberas más externas a partir de las cuales prolongan en una cabellera de filetes de escasa energía que invaden el plano lacustre abandonado. Ese escurrimiento aguas arriba de las paleoriberas organiza un generalizado carcavamiento que retrocede en detrimento del relieve en glacis.

El sector lacustre retraído por el Este presenta una definida planitud que declina suavemente hacia la margen de la laguna donde se interpone una faja de ligero sobrerrelieve de ancho variable, hasta 100 m. La superficie de esta faja aparece microondulada por una colonia dunar con pequeñas unidades entre 1 o 2 m. de longitud y altura no superior al metro. Estan compuestas por finos sedimentos limo-arenosos e inmovilizados por vegetación. Por su parte, el contenido salino del sedimento produce un ligero encostramiento superficial de esas unidad que ayuda a evitar su total degradación fluvial.

La faja dunar rompe en forma neta con la margen de la laguna mediante un microacantilado hasta 4 m. de altura, que disminuye hacia sus extremos. El depósito limo-arenoso en cuestión denuncia un episodio de desecamiento total reciente de la laguna, asociada con actividades deflatorias, removiendo los sedimentos lacustres.

Al pie del micro acantilado se reconocen dos escalones sucesivos entre 50 y 60 cm. de altura que toman contacto con el cuerpo del agua. El alineamiento costero es rectilíneo, de rumbo submeridiano; hacia el norte y fuera de la laguna se prolonga en un conjunto de manantiales, mientras hacia el sur coincide con el rumbo de la desembocadura del Río Cíncel. Estas evidencias llevan a interpretar el micraacantilado como una micra escarpa tectónica que desnivela a los depósitos lacustres subyacentes, a partir de una fractura del bloque sobre el que descansan los rellenos cuaternarios.

En este entendimiento, el piso lacustre abandonado se constituye en terraza tectónica. Mientras tanto la línea de costa opuesta es marcadamente lobulada a través de una configuración en playa.

Situación actual del medio lagunar

Los numerosos cuerpos lagunares que se originaron en la totalidad de depresiones tectónicas de la Puna culminaron su evolución con la formación de cuerpo salino de variable extensión y profundidad. Constituye depósitos evaporíticos desarrollados a partir de cuerpos de aguas someros, sometidos a intensa y persistente evaporación. .

Pozuelos constituye una excepción de ese modelo evolutivo merced a que el desecamiento holocénico no tuvo la intensidad con que afectó a la Puna austral. Representa una situación intermedia por que también sus aguas poseen un tenor salino elevado, al igual que su relleno, pero no ha sido suficientemente intensa para

precipitar masivamente. Tampoco esta depresión estuvo acompaRada en su evolución por acciones volcánicas cuyas fases hidrotermales han sido factor decisivo en la aceler.da salinización de los cuerpos lacustres.

Como depresión salina, la de Pozuelo en parte puede asimilarse a ambientes de "sabkas", pero tambien a los de" shotts". Al primero por que hidrológicamente recibe caudales superficiales, como los ríos Cincel y Santa Catalina. Con la contracción estival de la laguna sus playas son sometidas a avenamientos, con formación de polvaderaes salinos, exportado de la depresión.

Sin embargo, aún con desecamiento intenso, un sistema anillado de manantiales circunda el cuerpo remanente lagunar, fundamentalmente por margen oriental, y lo preserva del avenamiento, semejándose a un ambiente de Hshott... Cuando el fango del piso de la laguna, durante los desecamientos extremos de estiaje ha quedado a la vista, su superficie se ondula por las tenciones que ejerce la formación de halita y yeso, a la vez combina con efecto de geliturbación. Relativo a este último aspecto, vale recordar que la mayor parte de los dias invernales la superficie de la laguana se congela, habiéndose reconocido en días de extrema declinación térmica (-22° C) un espesor entre 2 y 3 cm. de hielo. Entonces constituye un singular espectáculo; las bandadas de flamencos y otras zancudas quedan atrapadas hasta el descongelamiento, avanzada la maRana.

Tendencia evolutiva de la región de Pozuelos

Sobre la base de recordatorios históricos, no puede asegurarse que la evolución futura de la laguna de Pozuelos se encamina a un desecamiento total y definitivo. Tampoco puede afirmarse que exista una ciclisidad de periodos con excedentes de caudales unos, y ootros con balances negativos.

La laguna solo recibe aportes detríticos, exclusivamente limos y arenas a

partir de algunas crecidas de los ríos Cincely Santa Catalina materiales que contrubuyen a expandir lentamente pequeRos deltas en sus desembocaduras, pero no insiden en una posible colmatación acelerada. De lo que sí puede darse fe es que existe un progresivo deterioro ambiental, atenuado en parte por acciones proteccionistas que impedirán por ejemplo que se repitan negativas experiencias de laboreos de sus suelos esqueléticos en plena temporada de aventamiento, librados a la vez a degradación pluvial.

La cubierta vegetal ha sido raleada por los rebaños a la vez que el pisoteo libera progresivamente mayor cantidad de fraccio nes finas debilitando su precaria cohesión natural. Queda por defender aún los escasos remanentes de tolares y yaretales, en buena parte socialmente desaparecidos. La fauna silvestre tampoco escapa a las acciones depredadoras y revertir esas situaciones solo podrá lograrse con severos planes de manejo integral. El esfuerzo esta en marcha y plenamente justificado por las particulares características de esta unidad ecológica.

XV - EL TEMA UQUIA-PISO UQUIENSE

La localidad de Uquía, ubicada en la Puna al norte de Humahuaca, ha dado origen a uno de los debates más confusos del Cuaternario argentino, debido en buena parte a la mala costumbre de los especialistas de no visitar los sitios de estudio. Aquí se hace una breve reseña del tema, tratado más ampliamente por Ramonell y Solís (1993):

En 1912 de Carles publicó sus hallazgos de fósiles de vertebrados encontrados en Uquía, que fueron posteriormente ubicados por Carlos Ameghino en el "*hiato Post-Chapadmalense*", o sea en su posición paleontológica correcta dentro del esquema de las Edades Mamífero.

De Carles, junto con Castellanos, realizó una o dos expediciones posteriores en la década de 1920 a la zona y el caso quedó sin avances hasta 1950. En ese año, Castellanos publicó una extensa memoria en la revista de su universidad, en Rosario, creando el "Piso Uquiense" y dando sus características geológicas y las de la fauna fósil incluida en sus sedimentos. Es necesario aclarar que Castellanos no era geólogo, ni tampoco tenía formación académica como paleontólogo o biólogo; su carrera comenzó como auxiliar en la Academia de Ciencias de Córdoba en la época en que estudiaba Medicina, carrera que finalmente no completó.

Para colmo, Castellanos afirma en ese trabajo que él había usado el término "*Piso Uquiense*" en un trabajo en coautoría con de Carles en 1923, trabajo que nunca se publicó. Además, la publicación contiene imprecisiones y ambigüedades diversas, originadas según el autor en la pérdida de algunos de los apuntes de campo tomados 27 años antes. Mientras tanto, el término "Uquiense", "Uqueano", "Uquiano" y

variedades ya se utilizaba entre los especialistas para denominar a la fauna existente entre el Chapadmalense y el Ensenadense.

En 1965, Pascual et al. fundaron la "*Edad Mamífero Uquiense*", colocándola entre la Monte-hermosense (Plioceno) y la Ensenadense (Pleistoceno) y ubicándola con muchas dudas y sospechas dentro del Cuaternario. Posteriormente, Marshall y coautores (1982) designaron a un paraje cercano a Uquía como la localidad tipo de la Formación Uquía y de la Edad Mamífero Uquiense. Eso no puede aceptarse porque entre la sección inferior y la superior del perfil existe una discordancia angular.

Castellanos encontró en el área de Uquía, además de una rica fauna de mamíferos fósiles, una geología sumamente complicada. Escribe: "Los componentes principales de los sedimentos de la región de Uquía son de origen fluvial, constituidos por arenas, areniscas y conglomerados, alternando con limos amarillo-oscuros, rojizos y arcilla rojiza. A estos depósitos se les intercalan materiales piroclásticos formando tobas, limos tobáceos y capas de ceniza...". En resumen, no falta nada. Más adelante sostiene: "Los sedimentos que constituyen nuestro piso Uquiense se destacan aflorando (al norte) de Huacalera y del lado E, presentándose en forma de depósitos de arcilla verde. Un poco más al norte de los mencionados afloramientos, se observan al W otras ocurrencias mayores por su potencia, extensión y número de estratos en la Quebrada de Yacoraite y continúan en Chucualesna, Esquina Blanca y Uquía hasta San Roque. Otros afloramientos se presentan en Humahuaca e Iturbe (Negra Muerta)".

Castellanos describe varios afloramientos en diferentes localidades de esa área y después los agrupa en un único perfil ideal sin especificar concretamente sus criterios: "A fin de establecer una relación de las capas de los sedimentos de Uquía, los he agrupado de acuerdo a ciertas características petrográficas (?), vinculadas

también con la inclinación que ellos presentan. Esta división comprende tres secciones" Y las describe, aunque ignorando en algunos casos el grado de buzamiento, que utiliza como factor determinante en otros. Menciona restos fósiles en solo tres perfiles.

En 1993 el Comité Argentino de Investigación del Cuaternario (CADINQUA) realizó su VI Reunión de Campo del Cuaternario en la provincia de Jujuy, dedicando la parte fundamental de la misma al área de Uquía y sus sedimentos. La guía de campo (Iriondo, ed. 1993) contiene una sección de 12 páginas elaboradas por Ramonell y Solís, dedicadas al tema Uquía/Uquiense. Sus descripciones, consideraciones y recomendaciones fueron discutidas y aceptadas por los participantes de la reunión: los "*estratos de Uquía*" deben dividirse en dos secciones (y no en tres) y no son recomendables para figurar como referencia básica en documentos estratigráficos. Entre la primera y la segunda sección existe una discordancia angular, algo formalmente prohibido para cualquier formación geológica del Cenozoico Superior.

Se debe aclarar también que disciplinas accesorias de la Geología (Paleomagnetismo y dataciones absolutas) indican edad pliocena para estos estratos, confirmando las hesitaciones de Pascual y colaboradores. De todas maneras, se incluye este tema en este volumen porque la cuestión surge reiteradamente y para ejemplificar una vez más que tratar de estudiar el Cuaternario ignorando la Geología es un desatino.

XVI - BIBLIOGRAFIA AMPLIADA

- AGASSIZ A. (1875). Reports on the scientific results of the expedition to the eastern tropical Pacifico. Mem. Mus. of Comparat. Zool. Havard College, Cambridge Mass, **33**: .
- AGASSIZ A. (1876). Hydrographic sketch of lake Titicaca. *Proc. Amer. Acad. Aris. et Sci.*, **XI**: 283 p.
- AHLFELD F.E. & BRANISA L. (1960). Geoogía de Bolivia. Instituto Boliviano de Petróleo. Don Bosco edit. La Paz, 245 p.
- AHLFELD F.E. (1946). Geología de Bolivia. *Rev. Mus. La Plata (nueva serie)*, *Secc. Geol.*, **3**: 5-370.
- ALBARRACIN J. & MATHEUS E.J. (1990). Asentamientos prehispánicos del valle de Tiwanaku. La Paz, Bolivia. **1**.
- ALONSO, R. 2000 - El terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranense – INSUGEO Serie Correlación Geológica,14:163-180. Tucumán.
- ALONSO, R., GUTTIÉRREZ, R. y VIRAMONTE, J. 1984 - Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna argentina - IX Congreso Geológico Argentino. Actas,1:25-42.
- ARGOLLO J. & VILLALPANDO A. (1979). Resultados preliminares sobre la prospección de estaño en depositos morrénicos y fluvioglaciares del flanco occidental de la Cordillera Real. *Informe interno IGA, UMSA*.
- ARGOLLO J. (1982). Evolution du piémont ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Aix-Marseille II, 110 p.
- ARGOLLO J., BUFFETAUT E., CAPPETTA H., FORNARI M., HERAIL G., LAUBACHER G., SIGE B. & VIZCARRA G. (1987). Découverte de

vertébrés aquatiques présumés paléocènes dans les Andes Septentrionales de Bolivie (Rio Suches, Synclinerium de Putina). *Geobios*, **20 (1)**: 123-127.

ARGOLLO J., FORNARI M., HERAIL G., MIRANDA V. & VISCARRA G. (1987). Estratigrafía de los depósitos glaciares en la Cordillera de Apolobamba (Bolivia) y su asociación con mineralizaciones auríferas. *Décimo Congreso Geol. Argentino*, San Miguel de Tucumán, **Actas II**: 67-69.

ARGOLLO, J. 1994 - Geología del Plio-Cuaternario de Bolivia - UMSA/ORSTOM. 289 pág. La Paz.

ARGOLLO, J. 1994 - Geología del Plio-Cuaternario de Bolivia - UMSA/ORSTOM. 289 pág. La Paz.

BALLIVIAN O. & RISACHER F. (1981). Los salares del Altiplano boliviano. Métodos de estudio y estimación económica. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz-Bolivia, ORSTOM, Paris.

BALLIVIAN O., BLES J.L. & SERVANT M. (1978a). Le Plio-Quaternaire de la région de La Paz (Andes orientales, Bolivie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, **X (1)**: 101-113.

BALLIVIAN O., BLES J.L. & SERVANT M. (1978b). El Plio-cuaternario de la región de La Paz (Andes Orientales, Bolivia). *Cah. ORSTOM, Ser. Geol.*, 101-113.

BARBETTI M. & MC ELHINNY M.W. (1970). Evidence of geomagnetic excursion 30 000 yrs. BP. *Nature*, : 239-327.

BARNOLA J.M., RAYNAUD D., KOROTKEVOCH Y.S. & LORIUS C. (1987). Vostok ice core provides a 160 000 year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**: 408-414.

BELL W.T. (1977). Thermoluminescence dating: Revised dose-rate data. *Archaeometry*, **19**, 99.

BENNET W. (1936). Excavations in Bolivia. American Museum of Natural History, *Anthropological papers*, New York, **XXXV (IV)**: .

- BENNET W. (1950). Cultural unity and disunity in the Titicaca basin. *American Antiquity*, Salt Lake City, **XVI** (2): 89-98.
- BIGAZZI G. & BONADONNA F. (1973). Fission track dating of obsidian of Lipari Island. *Nature*, **242**: 322-323.
- BLANCO-CAZAS M. (1980). Evolución plio-cuaternaria de la cuenca de Charaña (Cordillera Occidental, Bolivia). *Tesis de Grado*, UMSA, Departamento de Geociencias, La Paz.
- BLES J.L. & BALLIVIAN O. (1977 a). Cuadro geológico general. Plan de desarrollo de la Ciudad de La Paz. HAM. La Paz. consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.*, **2**: 18 p.
- BLES J.L., ALVAREZ A., ANZOLEAGA O., BALLIVIAN O., BUSTILLOS O., HOCHSTATTER H., MALATRAIT A. & OTAZO N. (1981). Características litoestratigráficas de la cuenca de La Paz y alrededores. Plan de desarrollo de la ciudad de La Paz. HAM La Paz. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.*, **5**: 35 p.
- BONETTO, A. 1959 "Las hormigas 'cortadoras' de la provincia de Santa Fe" Dir. Gral. Recursos Naturales, MAG Santa Fe, 83 pág., Rosario.
- BOULANGE B., RODRIGO L.A. & VARGAS C. (1978). Morphologie, formation et aspects sédimentologiques du lac Poopó (Bolivie). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **X** (1): 69-78.
- BOWMANN I. (1916). The Andes of southern Peru. *New York Geogr. Soc.*, spec. Publ. J.: 336 p.
- BOWMANN I.(1909). The physiography of the central Andes: II. The eastern Andes. *Am. J. Sci.*, **4** (28/166): 373-402.
- BROWKER W.S., KULP J.L. & TUCEK C.S. (1956). Lamont Natural Radiocarbon Measurements III. *Science*, **124**: 154.
- CAMPBELL, K., FRAILEY, C. y ARELLANO, J. 1985 - The geology of the río Beni: further evidence for Holocene flooding in Amazonia - Natural History Museum of Los Angeles County. Contributions in Science,364:1-18.

- CAMPBELL, K., FRAILEY, C. y ARELLANO, J. 1985 - The geology of the río Beni: further evidence for Holocene flooding in Amazonia - Natural History Museum of Los Angeles County. Contributions in Science, 364:1-18.
- CASTELLANOS, A. 1950 - El Uquiense; sedimentos neógenos de Uquía (Senador Pérez) de la provincia de Jujuy - Serie Técnico-Científica, 36:1-55. Universidad Nacional del Litoral. Rosario.
- CHONG DÍAZ, G. 1988 - The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18°00' and 27° 00' South Latitude. Springer Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences, 17:87-102.
- CHONG DÍAZ, G. 1997 - Los recursos no metálicos del Altiplano chileno. Una revisión - En: El Altiplano, Ciencia y Conciencia de los Andes. II Simposio Internacional de Estudios Altiplánicos. Universidad de Chile, Actas:53-60. Arica.
- CLAPPERTON C.M. (1979). Glaciation in Bolivia before 3.27 myr. *Nature*, **277**: 375-377.
- CLAPPERTON, C.M. 1993 "Quaternary Geology and Geomorphology of South America". Elsevier, 779 pp., Amsterdam.
- CLIMAP (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America Map Series, MC-36.
- CLIMAP (1984). The last interglacial ocean. *Quaternary Research*, **21**: 123-224.
- CLOCCHIATTI R. (1978). Endoscopie et exoscopie des grains de quartz des formations du Pliocène et du Quaternaire de La Paz (Bolivie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, **X (1)**: 127-143.
- COLLOT D. (1980). Les macrophytes de quelques lacs Andins (lac Titicaca, lac Poopó, lacs des vallées d'Hichu-Khota et d'Ovejuyo). Rapport dactylographié. *Convenio UMSA-ORSTOM*: 115 p.
- COLTORTI, M., ABBAZZI, L., FERRETTI, M., IACUMIN, P., PAREDES RÍOS, F., PELLEGRINI, M., PIERUCCINI, P., RUSTIONI, M., TITO, G. y ROOK, L. 2007 - Last Glacial mammals in South America: a new scenario from the

Tarija Basin (Bolivia) - *Naturwissenschaften*, 94:288-299.

COLTORTI, M., ABBAZZI, L., FERRETTI, M., IACUMIN, P., PAREDES RÍOS, F., PELLEGRINI, M., PIERUCCINI, P., RUSTONI, M., TITO, G. y ROOK, L. 2007 - Last Glacial mammals in South America: a new scenario from the Tarija Basin (Bolivia) - *Naturwissenschaften*, 94:288-299.

CORDINI, R. 1947 "Los ríos fuera de proporción de Formosa y su significado paleoclimático" *Revista de la Asoc. Geológica Argentina*, 28(4), Buenos Aires.

COURTILLOT V. & LE MOUËL J.L. (1984). Geomagnetic secular variations impulses. *Nature*, **311**: 707-716.

CROSS, S., SELTZER, G., FRITZ, S. y DUNBAR, R. 2001 - Late Quaternary climate and hydrology of tropical South America inferred from an isotopic and chemical model of Lake Titicaca, Bolivia and Perú - *Quaternary Research*, 56:1-9.

CROSS, S., SELTZER, G., FRITZ, S. y DUNBAR, R. 2001 - Late Quaternary climate and hydrology of tropical South America inferred from an isotopic and chemical model of Lake Titicaca, Bolivia and Perú - *Quaternary Research*, 56:1-9.

DAHLEM WORKSHOP REPORTS (1989). Productivity of the ocean: past and future. W.H. Berger, W. Smetacek & G. Wefer (eds), John Wiley and Sons, New York.

DAMUTH, I. and FAIRBRIDGE, R. 1970 "Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America". *Geological Society of America Bulletin*, 81: 198-206.

De SILVA, S. and FRANCIS, P. 1991 "Volcanoes of the central Andes" Springer Verlag, 280 pp., Berlin.

DELIBRIAS G. (1985). Le carbone-14. Dans: *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels*, E. Roth & B. Poty (eds), Masson, Paris.

- DELIBRIAS G., DUTIL P. & JUSTE C. (1966). Premiers résultats de mesure d'age de la matière organique de l'horizon d'accumulation des podzols humiques développés sur le sable des Landes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **263**: 1300-1302.
- DOBROVOLNY E. (1962). Geología del valle de La Paz. *Dep. Nac. Geol., Minist. Min. Petrol. Bol.*, La Paz, **3**: 153 p.
- DOLLFUS O. (1976). Les changements climatiques holocènes dans les hautes Andes tropicales. *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, Paris, **433**: 95-103.
- DOLLFUS O. (1978). Note sur l'état actuel des connaissances sur la chronologie quaternaire de l'Altiplano bolivien et des ses bordures. *Doc. dactylographié*, inédit, 8 p.
- DOUGLAS J.A. (1914). Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. I. From the coast at Arica in the north of Chile to La Paz and the bolivian "Yungas". *Quat. Journ. of Geol. Soc. of London*, **227 (70)**: 1-49.
- DUMONT, J-F. 1991 - Cambio del curso de los ríos Marañón y Ucayali en la depresión Ucamara durante el Cuaternario reciente - VII Congreso peruano de Geología, Res. Ext.:483-487. Lima.
- DUMONT, J-F. 1991 - Cambio del curso de los ríos Marañón y Ucayali en la depresión Ucamara durante el Cuaternario Reciente - VII Congreso Peruano de Geología, Res. Ext.:483-487. Lima.
- DUMONT, J-F. 1991 - Cambio del curso de los ríos Marañón y Ucayali en la depresión Ucamara durante el Cuaternario Reciente - VII Congreso Peruano de Geología, Res. Ext.:483-487. Lima.
- DUMONT, J-F. 1992 - Rasgos morfoestructurales de la llanura amazónica del Perú: Efecto de la Neotectónica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las provincias morfológicas - Bulletin Institut Francais Etudes Andines, 21(3):801-833.
- DUMONT, J-F. 1992 - Rasgos morfoestructurales de la llanura amazónica del Perú: Efecto de la Neotectónica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las

provincias morfológicas - Bulletin Institut Francais Etudes Andines, 21(3):801-833.

DUMONT, J-F. 1992 - Registros de cambios climáticos por los depósitos y morfologías fluviales en la Amazonia Occidental - Paleo-ENSO Records International Symposium (L. Ortlieb y J. Macharé, eds.) ORSTOM-CONCYTEC, Actas:87-92. Lima.

DUMONT, J-F. 1992 - Registros de cambios climáticos por los depósitos y morfologías fluviales en la Amazonia Occidental - Paleo-ENSO Records International Symposium (L. Ortlieb y J. Macharé, eds.) ORSTOM-CONCYTEC, Actas:87-92. Lima.

DUMONT, J-F. 1993 - Lake patterns as related to neotectonics in subsiding basins: the example of the Ucamara Depression, Peru - Tectonophysics, 222:69-78.

DUMONT, J-F. 1993 - Lake patterns as related to neotectonics in subsiding basins: the example of the Ucamara Depression, Peru - Tectonophysics, 222:69-78.

DUPLESSY J.C. & ARNOLD M. (1985). La mesure du carbone-14 en spectrométrie de masse par accélérateur, premières applications. Dans: *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels* E. Roth & B. Poty (eds), Masson, Paris.

EMILIANI C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**: 538-578.

EVERDEN J.F., KRIZ S. & CHERRONI C. (1966). Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método Potasio-Argón. *Serv. Geol. Bol.*, **Inf. 1**.

FERNANDEZ G. (1980). Evolución de los lagos cuaternarios del Sud-Lípez (región de Mina Corina). *Tesis de grado*, UMSA, La Paz, Bolivia.

FERUGLIO, E. 1944 "Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia)". Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 37: 1-208, Córdoba.

FONTES J.Ch., BOULANGE B. & ROFRIGO L.A. (1981). Carbone 14, carbone 13 et oxygène 18 dans les sédiments carbonatés du lac Titicaca. Premières

estimations des vitesses de sédimentation et essai de paléoclimatologie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, Sér. II, **293**: 53-56.

FORNARI M., GRANDIN G., HERAIL G., JUNGBLUTH R., LAUBACHER G., RODRIGUEZ W., VERGARRA J. & ZEGARRA J. (1981). Les minéralisations aurifères de la Cordillère sud-orientale du Pérou. Rôle de l'évolution géomorphologique dans la création des placers. *Deuxième partie du rapport final de l'Action conjointe INGEMET-ORSTOM*, convention 1977-1980, Lima, inédit.

FORNARI M., HERAIL G., VISCARRA G., LAUBACHER G., & ARGOLLO J. (1987). Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: Un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, Sér. II, **305**: 1303-1308.

GALARDO, N., AGUILERA, D., DAVIES, D. y ALONSO, N. 1999 - Estratigrafía del Cuaternario del valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina - XII Congreso Geológico de Bolivia, Memorias:483-493. Tarija.

GALLARDO, N., AGUILERA, D., DAVIES, D. y ALONSO, N. 1999 - Estratigrafía del Cuaternario del valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina - XII Congreso Geológico de Bolivia, Memorias:483-493. Tarija.

GEYH, M., GROSSJEAN, M., NÚÑEZ, L. y SCHOTTERER, U. - Quaternary Research,52143-153.

GEYH, M., GROSSJEAN, M., NÚÑEZ, L. y SCHOTTERER, U. - Quaternary Research,52143-153.

GIBBARD, P. (2007). The Quaternary – a breakthrough in sight ? Quaternary Perspectives,187-188.

GOGUEL J. (1976). Origine du plateau de Liman Pata dans la vallée de La Paz. *Rap. int. BRGM-BCEOM*, La Paz: 4 p.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y MALAGNINO, E. 1990 - El proceso de la remoción en masa: Su incidencia como riesgo geológico natural en el fenómeno del 29-3-1984 en el sureste de la sierra de Aguaragüe, Salta (República Argentina) -

Tercer Simposio de Geología Aplicada a la Ingeniería, ActasV:1-10.

GONZÁLEZ, O. 1984 - Las ignimbritas "ojos de ratones" y sus relaciones regionales, provincia de Salta -Congreso Geológico Argentino. Actas,1:206-220.

GONZÁLEZ, O. 1984 - Las ignimbritas "ojos de ratones" y sus relaciones regionales, provincia de Salta - IX Congreso Geológico Argentino. Actas,1:206-220.

GOODMAN, A., RODBELL, D., SELTZER, G. y MARK, B. 2001 - Subdivision of glacial deposits in SE Perú based on pedogenic development and radiometric ages - Quaternary Research,56:31-50.

GOODMAN, A., RODBELL, D., SELTZER, G. y MARK, B. 2001 - Subdivision of glacial deposits in SE Perú based on pedogenic development and radiometric ages - Quaternary Research,56:31-50.

GOUZE Ph. (1984). Cartographie du piémont de la Cordillère d'Apolobamba (Bolivie). Les mouvements glaciaires holocènes. Relations avec la paléoclimatologie. *Rapport d'activités UMSA-ORSTOM*: 109 p.

GOUZE Ph., ARGOLLO J., SALIEGE J.F. & SERVANT M. (1986). Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II*, **303**: 219-224.

GOUZE Ph., FERHI A., FONTES J.Ch. & ROCHE M.A. (1987). Composition isotopique (^{18}O) de la matière des tourbières actuelles et holocènes en Bolivie. Résultats préliminaires et perspectives d'application en paléoclimatologie. *Géodynamique*, **2** (2): 35-39.

GRAF K. (1977). Nuevos datos palinológicos del Cuaternario alto de Bolivia. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia, Sér. A.*, **1**: 1-14.

GRAF K. (1981). Palynological investigations of two post-glacial peat bogs near the boundary of Bolivia and Peru. *Journal of biogeography*, **8**: 353-368.

- GRANT J.N., HALLS Ch., AVILA W. & SNELLING N.J. (1979). K/Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, **74**: 838-851.
- GROSSJEAN, M. 1994 - Paleohydrology of the Laguna Lejía (North Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times -Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 109:89-100.
- GROSSJEAN, M. 1994 - Paleohydrology of the Laguna Lejía (North Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times -Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 109:89-100.
- GUBBINS D. & BLOXHAM J. (1987). Morphology og the geomagnetic field and implications for the geodynamo. *Nature*, **325** (5): 509-511.
- GUIDON N. & DELIBRIAS G. (1986). Carbon-14 dates point to man in the Americas 32 000 years ago. *Nature*, **321**:.
- HASTENRATH S. & KUTZBACH J. (1985). Late pleistocene climate and water budget of the south american Altiplano. *Quaternary Research*, **24**: 249-256.
- HASTENRATH S. (1971). On the Pleistocene snowline depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, **10**: 255-267.
- HASTENRATH S. (1981). The glaciation of the ecuadorian Andes. A.A. BALKEMA (ed.): 159 p.
- HERAIL G. & RUIZ J.A. (1990). Geología de los depósitos aluviales de la egión de Ulla Ulla-Suches. Exploración para oro aluvial en el área de Suches. *Inf. med. ORSTOM-UNRFNRE*: 21 p. + mapa 1/25000.
- HERAIL G., ARGOLLO J., FORNARI M., LAUBACHER G. & VISCARRA G. (1986). El distrito de Tipuani, Geología e historia. *Chrysos*, **1** (2): 9-25.
- HERAIL G., FORNARI M., VISCARRA G., LAUBACHER G. & ARGOLLO J. (1987). Geodinámica de una cuenca intramontaña del frente andino: la cuenca de Tipuani-Mapiri. *X Congreso Geológico Argentino*, **Actas II**: 93-96.
- HERAIL G., FORNARI M., VISCARRA G., LAUBACHER G., ARGOLLO J. & MIRANDA V. (1989). Geodynamic and gold distribution in the Tipuani-

Mapiri basin (Bolivia). *Proceedings of the Intramontane Symposium on Intermontane Basins: Geology and Resources*. Chiang Mai, Abstracts: 342-452.

HERAIL G., MIRANDA V. & FORNARI M. (1989). Los placeres de oro de la región de Mapiri y sus fuentes primarias. ORSTOM en Bolivia. **Inf. 16**: 30 p.

HIENDA, M. 1997 "Models of deposition of loess and loessoids in the upper Quaternary of South America". *Journal of South American Earth Science*, 10:71-79.

HOFFSTETTER R. (1977). Un gisement de mammifères miocènes à Quebrada Honda (sud bolivien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **284**: 1517-1520.

HOFFSTETTER R., MARTINEZ C., MUÑOZ REYES J. & TOMASI P. (1971). Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie): une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène datée par les mammifères. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **273**: 2472-2475.

HORTON, B. y DE-CELLES, P. 2001 - Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts - *Basin Research*, 13:43-63.

HORTON, B. y DE-CELLES, P. 2001 - Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts - *Basin Research*, 13:43-63.

HUAMÁN, A., BALLIVIAN, G., MÉNDEZ, O. y ALGAÑARAZ, J. 1975 "Levantamiento integrado de los recursos naturales del sector occidental de la Provincia

IBARRA GRASSO D.E. (1965). Prehistoria de Bolivia. *Editoril Los Amigos del Libro*, La Paz:.

IGARZÁBAL, A. 1978 - Los rasgos geomorfológicos y su relación con el origen del salar Pastos Grandes, Depto. Los Andes, provincia de Salta - VII Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:199-209.

IGARZÁBAL, A. 1978 - Los rasgos geomorfológicos y su relación con el origen del salar Pastos Grandes, Depto. Los Andes, provincia de Salta - VII Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:199-209.

- IGARZÁBAL, A. 1981 - El sistema glaciolítico de la cuenca superior del río Juramento - VIII Congreso Geológico Argentino, Actas,4:167-183. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A. 1981 - El sistema glaciolítico de la cuenca superior del río Juramento - VIII Congreso Geológico Argentino, Actas,4:167-183. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A. 1993 - Sedimentación y evolución morfológica cuaternaria del bolsón de Pozuelos - VI Reunión de Campo. CADINQUA/UNJ. Guía de Campo:48-53.
- IGARZÁBAL, A. 1993 - Sedimentación y evolución morfológica cuaternaria del bolsón de Pozuelos - VI Reunión de Campo. CADINQUA/UNJ. Guía de Campo:48-53.
- IMBRIE J. & PALMER IMBRIE K. (1979). Ice ages: Solving the mystery. *Mac Millan Press*, Londres.
- IRIONDO, M. 1974 " Los ríos desajustados de Formosa - Una hipótesis alternativa" Rev. Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 136-137, Buenos Aires.
- IRIONDO, M. 1984 - The Quaternary of Northeastern Argentina - Quaternary of South America and Antarctic Peninsula,2:51-78. A.A. Balkema. Rotterdam.
- IRIONDO, M. 1986 "Dinámica fluvial y transporte de sedimentos en el arroyo Los Amores" Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos, 19-21, La Plata.
- IRIONDO, M. 1987a "Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe" D'Orbigny, N° 4, 54 pág., Corrientes.
- IRIONDO, M. 1989 "Quaternary lakes of Argentina" *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 70:81-88, Amsterdam.
- IRIONDO, M. 1987b "Mapa de las llanuras de agradación argentinas" XII International Congress, INQUA, Ottawa.
- IRIONDO, M. 1990 - La Formación Urundel; un loess chaqueño - International Loess Symposium. INQUA/ Universidad Nacional de Mar del Plata.

Resúmenes Expandidos:89-90. Mar del Plata.

IRIONDO, M. 1990 - Map of Plains of Bolivia (Scale 1:1,000,000) - Grant 4127-89

Map of the South American Plains. National Geographic Society.

IRIONDO, M. 1990 "The upper Holocene dry climate in the Argentine plains"

Quaternary of South America, N° 7, Balkema Publ. Rotterdam.

IRIONDO, M. 1991 - Map of Plains of Paraguay (Scale 1:1,000,000) - Grant 4127-

89 Geomorphological Map of the South American Plains. National Geographic Society.

IRIONDO, M. 1992 - Geomorphology and Late Quaternary of the Chaco (South America) - Geomorphology, 7:289-303.

IRIONDO, M. 1993 - Cambios climáticos en el Noroeste durante los últimos 15.000 años - Vi Reunión de Campo. CADINQUA/UNJ. Guía de Campo:54-63.

IRIONDO, M. 1993a - La Formación Urundel; un loess chaqueño - VI Reunión de Campo. CADINQUA/UNJ. Guía de Campo:64-65.

IRIONDO, M. 1994 - The Quaternary of Ecuador - Quaternary Internacional,21:101-112.

IRIONDO, M. 1995 - El Cuaternario del Chaco - En: Cambios Cuaternarios en América del Sur (J. Argollo y Ph. Mourguiart, eds.) UMSA/ORSTOM,263-282. La Paz. ORSTOM.

IRIONDO, M. 1997 - Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America - Journal of South American Earth Sciences,10(1):71-79.s

IRIONDO, M. 1999 - Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-size oscillation - Quaternary International,57/58:93-112.

IRIONDO, M. 1999a - The Neogene of the Llanos-Chaco-Pampa depression - Episodes,22(3):226-231.

IRIONDO, M. 1999b - The origin of silt particles in the loess question - Quaternary International, 62:3-9.

IRIONDO, M. 1999b "Paleosols and climates in the Quaternary of South America".

Chinese Science. Bulletin, 44:8-14, Beijing.

IRIONDO, M. 1999c "Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere". Quaternary International, 62: 11-19.

IRIONDO, M. 1999d "Climatic changes on the South American plains: Records of a continent-scale oscillation". Quaternary International 57/58: 93-112.

IRIONDO, M. 2006 - Cambios ambientales en el Chaco argentino y boliviano en los últimos miles de años - Folia Histórica del Nordeste, 16:39-50. Resistencia.

IRIONDO, M. 2006 - Cambios ambientales en el Chaco argentino y boliviano en los últimos miles de años - Folia Histórica del Nordeste, 16:39-50. Resistencia.

IRIONDO, M. 2008 - El Chaco santafesino: Neógeno y Geomorfología - Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 13:1-39. Santa Fe.

IRIONDO, M. y KROHLING, D. 1995 "El Sistema Eólico Pampeano". Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 5(1): 1-68, Santa Fe (Argentina).

IRIONDO, M. y KROHLING, D. 2002. "Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay desde dos "millones de años hasta el presente". Editorial Universidad Nacional del Litoral, 350 pp. (in press).

IRIONDO, M. y PAIRA, A. 2007 - Physical Geography of the basin - En: The Middle Paraná River, Limnology of a Subtropical Wetland (M. Iriondo, J. Paggi y J. Parma, eds.), pp.7-32. Springer verlag, Berlín.

IRIONDO, M., KROHLING, D. 2000. "The Quaternary of SW Entre Ríos, Argentina". Abstracts, 31st International Geological Congress, Río de Janeiro.

ISACKS, B. 1988 - Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Iriondo, M. 1974 " Los ríos desajustados de Formosa - Una hipótesis alternativa" Rev. Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 136-137, Buenos Aires.

Bolivian orocline - Journal of Geophysical Research, 93:3211-3231.

- JACOBS J.A. (1984). Reversals of the earth's magnetic field. *Adam Hilger (ed.)*, Bristol, 230 p.
- JANJOU D., BOURGOIS J., MEGARD F. & SIGAL J. (1981) Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord-péruviennes: les écaïlles du Marañon. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **33**: 697-705.
- JORDAN, T., ISACKS, B., ALLMENDIGER, R., BREWER, I., RAMOS, V. and ANDÓ, C. 1983 "Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate" *Geol. Soc. America Bull.*, 94 :341-361.
- JOUZEL J., LORIUSC., PETIT J.R., GENTHON N.I., BARGOV V.M., KOTLAYAKOV & PETROV V.M. (1987). Vostok ice core: A continuous isotope temperature over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329**: 402-408.
- KENT D.V. (1973). Post depositional remanent magnetization in deep sea sediments. *Nature*, **246**: 32-33.
- KESSLER A. (1963). Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung. *Erdkunde*, **17**: 165-173.
- KESSLER A. (1983). Recent climatic fluctuations and the last glaciation climate on the Altiplano (Perú, Bolivia). *Int. Symp. on late Cainozoic Paleocl. of the Southern Hemisphere: Abstracts*: 1 p.
- KESSLER A. (1985). Zur rekonstruktion von spätglazialem klima und wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. *Zeitschrift für Gletscherkunde und glazialgeologie*, **21**: 107-114.
- KING, L. 1956 "A Geomorfología do Brasil Oriental" *Revista Brasileira de Geografia*, 18: 186-263.
- LAUBACHER G. (1977). Géologie de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale au nord et au nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). In: *Thèse commune*: DALMAYRAC B. LAUBACHER G., MAROCCO R. (1977). Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 501 p.

- LAUER W., FRANKENBERG P. (1983). Late glacial glaciation and the development of climate in southern South America. SASQUA/Swaziland/A.A. BALKEMA: 103-114.
- LAVENU A. & BALLIVIAN O. (1979). Estudios neotectónicos de las cuencas de las regiones de Cochabamba, Sucre, Tarija, Cordillera Oriental. Bolivia. *Rev. Ac. Nac. Cien. Bol.*, **3**: 107-129.
- LAVENU A. (1978). Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du Nord de l'Altiplano bolivien (région de La Paz - Ayo-Ayo - Umala). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **X (1)**: 115:126.
- LAVENU A. (1981). Origine et évolution néotectonique du lac Titicaca. *Rev. Hydrobio. Trop.*, **14 (4)**: 289-297.
- LAVENU A. (1984). Un exemple de bassin intramontagneux en extension: le bassin andin pliocène de La Paz (Bolivie). *10^{ème} R.A.S.T., Résumés*: 339.
- LAVENU A., BONHOMME M.G., VATIN-PERIGNON N., & DE PACHTERE Ph. (1985). Neogene magmatism in the bolivian Andes (between 16° and 18°S). Part I: Numerical stratigraphy (K/Ar) and tectonics. *Int. Symp. on Magmatic Evolution of the Andes*, I.G.C.P., Santiago, Chili.
- LAVENU A., FORNARI M. & SEBRIER M. (1984). Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, **XIV (1)**: 103-114.
- LIBBY W.F. (1946). *Phys. Rev.*, **69**: 671.
- LICHTE, M. 1991 "Arid processes in the SE Brazilian relief evolution during the last glacial" Boletim IG-USP, Publ.Especial (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo), 8:201-212, São Paulo.
- LOPEZ M.H. (1967). Acerca de la geología de las Sierritas subandinas del Noroeste. *Bol. Inst. Bol. Petrol.*, La Paz, **7 (2)**: 14-27.
- LORIUS C. & DUPLESSY J.C. (1977). Les grands changements climatiques. *La Recherche*, **8**: 947-956.

- MAC FADDEN B.J. & WOLFF R.G. (1981). Geological investigations of late Cenozoic vertebrate. Bearing deposits in Southern Bolivia. *Anais do II Congresso Latinoamericano de Paleontologia*, **2**, 765-778.
- MAC FADDEN B.J., SILES O., ZEITLER P., JOHNSON N.N. & CAMPBELL K.E.Jr. (1983). Magnetic polarity stratigraphy of the middle Pleistocene (Eastandean, Tarija Formation of southern Bolivia). *Quat. Res.*, **19**: 172-187.
- MALATRAIT A. (1977). Características geomorfológicas de la cuenca de La Paz y alrededores. *Plan de desarrollo de la ciudad de La Paz. HAM La Paz*. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. **Inf. Geol.** **6**: 69 p.
- MARSHALL L.G., BUTLER R.F., DRAKE R.E. & CURTIS G.H. (1982). Geochronology of type Uquian (Plio-Pleistocene) land mammal age, Argentina. *Science*, **216**: 986-989.
- MARTINEZ C. & TOMASI P. (1978). Carte structurale des Andes septentrionales de Bolivie au 1/1.000.000. *ORSTOM, Notice explicative*, **77**: 48 p.
- MARTINEZ C. (1980). Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Trav. et Doc. ORSTOM*, **119**: 352 p.
- MEADE, R. 1994 "Suspended sediments of the amazon and Orinoco rivers" *Quaternary International*, 21:29-40.
- MEGARD F. (1984). The andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, **141**: 893-900.
- MERCER J.H. & PALACIOS O. (1977). Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, **5**: 600-604.
- MERCER J.H. (1982). Holocene Glacier Variation in Southern South America. *Striae*, **18**: 35-40.

- MERCER J.H. (1983). Late cainozoic glacier variations in South America, South of the Equator. *International Symposium on Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere*, **Abstracts**: 1-2.
- MERCER J.H., THOMPSON L., MARANGUNIC C. & RICKER J. (1975). Peru's Quelccaya ice cap: Glaciological and glacial geological studies. *Antartic Journal*, **10**: 19-24.
- MERCER, J. 1983 "Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere" *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 11:99-132.
- MILLIMAN, J., SUMMERHAYES, C. and BARRETO, H. "Quaternary sedimentation on the amazon continental margin: a model" *Geol.Soc. of America Bull.*, 86:610-614.
- MOURGUIART Ph. (1987). Les Ostracodes actuels de l'Altiplano bolivien Modèle de répartition. *Géodynamique*, **2 (2)**: 101- 103.
- MOURGUIART Ph., CARBONEL P., PEYPOUQUET J.P., WIRRMANN D. & VARGAS C. (1986). Late quaternary palaeohydrology of lake Huinaymarca (Bolivia). *Hydrobiologia*, **143**: 191-197.
- MULLER R. (1985). Zür Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz. *Inaugural-Dissertation*: 188 p.
- NAESER C.W., IZETT G.A. & WILCOX R.E. (1973). Zircon fission track ages of Pearlette family ash beds in Meade County, Kansas. *Geology*, **1**: 187-189.
- NAVARRO, G. y MALDONADO, M. 2006 - Geografía Ecológica de Bolivia - Fundación Simón Patiño. 719 pág. Cochabamba.
- NAVARRO, G. y MALDONADO, M. 2006 - Geografía Ecológica de Bolivia - Fundación Simón Patiño. 719 pág. Cochabamba.
- NEIFF, J., IRIONDO, M. y CARIGNAN, D. 1994 "Large tropical South American wetlands" *Proc. Interno Workshop on Ecology and Management of Wetlands*, 155-165. Univ. Washington, Seattle.
- NEIFF, J. 1986 "sinopsis ecológica y estado actual del Chaco oriental" *Ambiente Subtropical*, 1:5-36. Corrientes.

- NEVEU-LEMAIRE M. (1906). Les lacs des Hauts Plateaux de l'Amérique du Sud. *Publication de la mission Créqui-Montfort et Sénéchal de La Grange*, Paris, 197 p.
- NEWELL N.D. (1949a). Geology of the Lake Titicaca region. Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **36**: 111 p.
- NEWELL N.D. (1949b). Geology of the lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **58**: 276 p.
- NIGEL GRANT J., HALLS C., AVILA SALINAS W. & SNELLING N.J (1979). K/Ar ages on igneous rocks and mineralization in part of the bolivian tin belt. *Econ. Geology*, **74**: 838-851.
- NITTROUER, Ch. y DE MASTER, T 1986 "Sediment proceses on the Amazon continental shelf" *Continental ShelfResearch*, 6:31-54.
- NITTROUER, Ch., CURTIN, T. y DE MASTER 1986 "Concentration and flux of suspended sediments on the Amazon continental shelf" *Continental ShelfResearch*, 6:5-30.
- NOESER C.V. (1978). Fission track dating. *U.S. Geological survey open file, report 76*:190 p.
- NOGAMI M. (1970). Le retrait des glaciers dans la Cordillère Royale, Bolivie (en japonais). *Geogr. Rev. Japan*, **43**: 338-346.
- NUÑEZ R. (1964). Estudio geológico de la zona de Charaña, Eduardo Abaroa, General Pérez. *Tesis de grado*, UMSA, La Paz.
- OPDYKE N.D., JOHNSON N., LINDSAY E. & DOWNS T. (1977). The paleomagnetism and magnetic polarity stratigraphy of the mammal bearing section of Anza Borrego state park, California. *Quaternary research*, **7**: 316-329.
- OPDYKE N.D., JOHNSON N., LINDSAY E. & TAHIRKHELI R.A.K. (1982). Paleomagetism of the middle Siwalik formation of northern Pakistan and rotation. *Palaeogeogr. Paleoclim. Paleoecol.* **37**: 1-15.

- OPPENHEIM V. (1943). The fossiliferous basin of Tarija, Bolivia. *Journal of Geology*, **51**: 548-555.
- ORFEO, O. 1986 "Evaluación de sólidos suspendidos en algunos ríos del noroeste argentino" Rev. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. 17 :61-66, Buenos Aires.
- OSTRIA C. (1987). Végétation de haute altitude des Andes de Bolivie (exemple d'une vallée glaciaire: Hichu-Kkota, Cordillère Royale). *Géodynamique*, **2** (2): 25-29.
- PARDO A.A. (1982). Características estructurales de la faja subandina del norte del Perú. *Petróleos del Perú S.A.*, Dept. Geol., Div. Explor.
- PASKOFF R. & NARANJO J.A. (1983). Formation et évolution du piémont andin dans le désert du nord du Chili (18°-21° latitude sud) pendant le Cénozoïque supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 297, p. 743-748.
- PEDROZO, F. y ORFEO, O., 1986 "Estudio sedimentológico de ambientes fluviales del Chaco oriental" Ambiente Subtropical, 1:60-72, Corrientes.
- PEREZ H.E. (1972). Contribución al conocimiento geológico de la zona de Ulla-Ulla-Charazani. *Tesis de grado*, UMSA, La Paz, 70 p.
- PEREZ H.E. (1976). Estudio geológico de la región Ulla Ulla-Charazani. *Rev. Tech. YPFB*, **2**: 1-88.
- POMPECKI S.F. (1905). Mastodon-rest aus dem interandinen Hochlande von Bolivia. *Paleontographica*, Stuttgart, **52**: .
- PONCE SANGINES C. (1981). Tiwanaku: Tiempo y cultura. *Los Amigos del Libro*, La Paz, Bolivia.
- PONCE SANGINES C. (1989). Investigaciones Arqueológicas en un asentamiento urbano de la cultura Tiwanaku. Ensayo de historiación el avance científico (1895-1988). Proyecto Wilajawira. Universidad de Chicago, *INAR*, Bolivia, **1**:
- POTTER, P. "Petrology and chemistry of modern big river sands" *Journal of Geology*, 86:423-449.

- POUPEAU G., SUTTON S.R., WALKER R.M. & ZIMMERMAN D.W. (1976). Thermoluminescent dating of fires rocks: Application to the site of Pincevent, France. Proceedings *IX^{ème} Congrès de l' Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques*, Nice.
- RABICALUC, H. 1986 "Situación del río Pilcomayo" Informe 32H/86 Dirección de Recursos Hídricos de Formosa, 8 p Formosa.
- RAMONELL, C. y SOLÍS, N. 1993 - Uquía. Consideraciones sobre la geología de la localidad tipo del Cuaternario basal (?) en la Argentina - VI Reunión de Campo. CADINQUA/UNJ. Guía de Campo:28-39.
- RAMONELL, C. y SOLÍS, N. 1993 - Uquía. Consideraciones sobre la geología de la localidad tipo del Cuaternario basal (?) en la Argentina - VI Reunión de Campo. CADINQUA/UNJ. Guía de Campo:28-39.
- RAPPORT UMSA-ORSTOM. (1979). Limnología de los lagos Khara-Khota y Khotia. Prov. Los Andes. Departamento de La Paz. Instituto de Geodinámica y Limnología, *Convenio UMSA-ORSTOM*, La Paz, Bolivia: 37 p.
- RASANEN, M. 1991 - History of the fluvial and alluvial landscapes of the Western Amazon Andean forelands - annales Universitatis Turkuensis. Ser. A, 75:1-16. Turku, Finlandia.
- RASANEN, M. 1991 - History of the fluvial and alluvial landscapes of the Western Amazon Andean forelands - annales Universitatis Turkuensis. Ser. A, 75:1-16. Turku, Finlandia.
- RASANEN, M., NELLER, R., SALO, J. y JUNGNER, H. 1992 - Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Perú - Geological Magazine, 129:293-306.
- RASANEN, M., NELLER, R., SALO, J. y JUNGNER, H. 1992 - Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Perú - Geological Magazine, 129:293-306.
- RASANEN, M., SALO, J. y KALLIOLA, R. 1987 - Fluvial perturbation in the

- Western Amazon basin: Regulation by long-term Sub-Andean tectonics - Science, 238:1398-1401.
- RASANEN, M., SALO, J. y KALLIOLA, R. 1987 - Fluvial perturbation in the Western Amazon basin: Regulation by long-term Sub-Andean tectonics - Science, 238:1398-1401.
- RASANEN, M., SALO, J., JUNGNER, H. y ROMERO PITTMAN, L. 1992 - Evolution of the Western Amazon lowland relief: Impact of Andean foreland dynamics - Terra Research, 2:320-332.
- RASANEN, M., SALO, J., JUNGNER, H. y ROMERO PITTMAN, L. 1990 - Evolution of the Western Amazon lowland relief: impact of Andean foreland dynamics - Terra Nova, 2:320-332.
- RASANEN, M., SALO, J., JUNGNER, H. y ROMERO PITTMAN, L. 1990 - Evolution of the Western Amazon lowland relief: impact of Andean foreland dynamics - Terra Nova, 2:320-332.
- RISACHER F. & EUGSTER H.P. (1979). Holocene pisolites and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, **26**: 253-270.
- RISACHER F. (1978). Le cadre géochimique des bassins à évaporites des andes boliviennes. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **X (1)**: 37-48.
- RISACHER F. (1992). Les salars de l'Altiplano de Bolivie. *La vie des sciences, série gén.*, **9 (1)**: 39-62.
- RISACHER F., MIRANDA J. & CARLO L. (1976). Litio y potasio en las corateras de Río Grande. *Inf. UMSA-ORSTOM*, La Paz, Bolivia.
- RODBELL, D. 1993 "The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, North Perú, based on glacial geology and lake sedimentology" *Geol. Soc. America Bulletin*, 105:923-934.
- RODRIGO L.A. & CASTAÑOS A. (1975). Estudio sedimentológico de las formaciones "Tiwanaku, Coniri y Kollu-Kollu" del Altiplano septentrional boliviano. *Soc. Geol. Bol.*, **22**: 85-126.

- RODRIGO L.A., ORTUÑO F. & VARGAS C. (1979). Características geológicas, morfológicas y sedimentológicas de los lagos Khara Khota y Khotia. *Rapport UMSA-ORSTOM.*, 1-8.
- ROUX M. & SERVANT-VILDARY S. (1984). Comparaisons statistiques de peuplements de diatomées fossiles et actuelles provenant des montagnes de Bolivie. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **XIV (1)**: 3-13.
- ROUX M. & SERVANT-VILDARY S. (1987). Diatomées et milieux aquatiques de Bolivie. Application des méthodes statistiques a l'évaluation des paléotempératures et des paléosalinités. *Géodynamique*, **2 (2)**: 41-46.
- SEMPERE T., HERAIL G. & OLLER J. (1988). Los aspectos estructurales y sedimentarios del oroclino boliviano. *V Congreso Geol. Chileno*, 127-142.
- SERVANT M. & FONTES J.C. (1984). Les basses terrasses fluviales du Quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le ^{14}C . Interprétation paléoclimatique. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **XIV (1)**: 15-28.
- SERVANT M. & FONTES J.Ch. (1978). Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **X (1)**: 9-23.
- SERVANT M. & SERVANT-VILDARY S. (1982). Le Plio-Quaternaire des Andes de Bolivie, *9ème R.A.S.T., Résumés*: 578.
- SERVANT M. & VILLARROEL R. (1979). Le problème paléoclimatique des Andes boliviennes et de leurs piedmonts amazoniens au Quaternaire. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, **228**: 665-668.
- SERVANT M. (1977). Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. Rech. Ft. sur le Quat., INQUA, *Bull. AFEQ*, **1 (50)**: 323-327.
- SERVANT M. (1984). Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30, 000 years. In: *Climatic Changes on a yearly to millennial basis*, N.A. MORNER and W. KARLEN (eds.),: 117-120.

- SERVANT M., ARGOLLO J., FERAUD G., BERNAT M., SEMPERE T. & LO BELLO Ph. (1987). Les grandes étapes de la morphogénèse et du soulèvement des Andes Centrales (15°-22° Lat. S.) au Cénozoïque et leur datation dans la Cordillère Orientale de Bolivie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, .
- SERVANT M., FONTES J.C., ARGOLLO J. & SALIEGE J.F. (1981). Variations du régime et de la nature des précipitations au cours des 15 derniers millénaires dans les Andes de Bolivie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, Sér. II, **292**: 1209-1212.
- SERVANT M., FONTES J.C., RIEU M. & SALIEGE J.F. (1981). Phases climatiques arides holocènes dans le Sud-Ouest de l'Amazonie (Bolivie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, Sér. II, **292**: 1295-1297.
- SERVANT, M., FONTES, J., RIEU, M. y SALIEGE. J. 1981 "Phases climatiques arides holocenes dans le sud-ouest de l'Amazonie" *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, t 292. Sér, n, pp. 1295-1297.
- SERVANT-VILDARY (1982b). Diatoms from the surface sediments of saline lakes in Bolivia (ultrastructural morphology, ecological significance). *7th International symposium on living and fossil diatoms*, Philadelphia, **Abstracts**: .
- SERVANT-VILDARY S. (1978). Les diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, **X (1)**: 25-35.
- SERVANT-VILDARY S. (1979). La flora diatomítica de los lagos de Hichu Khota. *Rapport UMSA-ORSTOM*: 14-22.
- SERVANT-VILDARY S. (1982a). Altitudinal zonation of mountainous diatom flora in Bolivia: application to the study of the Quaternary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **25 (1-2)**: 179-210.
- SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10⁵ and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, **3**: 39-55.

- SIRVAS F. & TORRES E. (1966). Consideraciones geológicas de la parte Noroeste de la provincia Pacajes del departamento de La Paz, Bolivia. *Inst. Bol. Petrol.*, La Paz, **6(1)**: 54-64.
- SOLÍS, N., CHAILE, W., RIVELLI, F., RAMONELL, C., IGARZÁBAL, A. y ALBECK, M. 1993 - Guía de Campo, Provincia de Jujuy - VI Reunión de Campo del Cuaternario. CADINQUA/Universidad Nacional de Jujuy. 63 pág. Jujuy.
- STEINMANN G. (1929). Geologie von Peru. Karl Winter (ed.), Heidelberg, 448 p.
- STEINMANN G., HOK H. & BISTRAM A. (1906). Zür Geologie des Suedöestlichen Bolivien. *Zbl. Min.*, **5**: 1-4.
- SUAREZ G., MOLINAR P. & BURCHFIELD B.C. (1983). Seismicity, fault plane solution, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia. *J.Geophys. Res.*, **83 (12)**: 10403-10428.
- SYLVESTRE, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S., CAUSSE, Ch., FOURNIER, M. e YBERT, J-P. 1999 - Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18*-23*S) during Late-Glacial time and the Early Holocene - Quaternary Research,51:54-66.
- SYLVESTRE, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S., CAUSSE, Ch., FOURNIER, M. e YBERT, J-P. 1999 - Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18*-23*S) during Late-Glacial time and the Early Holocene - Quaternary Research,51:54-66.
- THOMPSON L., HASTENRATH S. & ARNAO B. (1979). Climatic ice core records from the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, **203**: 1240-1243.
- THOMPSON L., MOSLEY-THOMPSON E., BOLZAN J.F. & KOCI B.R. (1985). A 1500 year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice cap, Peru. *Science*, **229**: 971-973.
- THORPE, R., FRANCIS, P. and HARMON, R. 1981 "Andean andesites and crustal growth" *Phil. Trans. Royal Soc London*, A 310:305-320.

- THOUVENY N. & SERVANT M. (1989). Paleogenetic stratigraphy of Pliocene continental deposits of the bolivian Altiplano. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **70**: 331-334.
- THOUVENY N. & TAIEB M. (1984). Magnétostratigraphie et Quaternaire. *Géochronique*, **11**: 8-9.
- TISTL M. (1985). Die Goldlagertätten der nördlichen Cordillera Real/Bolivien und ihr geologischer Rahmen. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Riche A, **65**: 93 p.
- TROLL C. & FINSTERWALDER R. (1935). Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz (Bolivien). *Petermanns Geogr. Mitt.*, **81**: 393-399.
- TROLL C. (1927). Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Peterm. mittle*, **73**: 41-43.
- TROLL C. (1968). The cordilleras of the tropical Americas. Geo-ecology of the mountainous regions of the tropical Americas. *Coll. Geogr.*, **9**: 15-56.
- VALERO-GARCÉS, B., GROSSJEAN, M., SCHWALB, A., GEYH, M., MESSERLI, B. y KELTS, K. 1996 – Limnogeology of Laguna Miscanti: evidence for mid- to late Holocene moisture changes in the Atacama Altiplano (Northern Chile)- *Journal of Paleolimnology*, **16**:1-21.
- VALERO-GARCÉS, B., GROSSJEAN, M., SCHWALB, A., GEYH, M., MESSERLI, B. y KELTS, K. 1996 – Limnogeology of Laguna Miscanti: evidence for mid- to late Holocene moisture changes in the Atacama Altiplano (Northern Chile)- *Journal of Paleolimnology*, **16**:1-21.
- VALLADAS H. (1978). Thermoluminescence dating of burned stones from prehistoric site. A specialist seminar on thermoluminescence dating, Oxford, the *Council of Europe's PACT Journal*, **3**.
- VAN DER HAMMEN T., BARELDS J., DE JONG H. & DE VEER A.A. (1982/81). Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **32**: 247-340.

- VARGAS C. (1982). La sédimentation lacustre subactuelle d'un bassin intramontagneux: Le lac Titicaca (partie lac Huinaymarca - Bolivie). *Thèse 3^{ème} Cycle*, Université de Bordeaux, 91 p.
- VILLARROEL C. & GRAF K. (1979). Zür entstehung des Talkessels von La Paz/Bolivien und umgebung. *Geogr. Helvetica*, **1**: 43-49.
- VILLARROEL C. & GRAF K. (1983). Zür Entstehung des Talkessels von La Paz/Bolivien un Umgebung. *Isotope Geoscience*, **1**: 357-370.
- VILLARROEL C. (1978). Edades y correlaciones de algunas unidades litoestratigráficas del Altiplano boliviano y estudios de algunos representantes Mesotheriinos. *Rev. Acad. Nac. Cienc. de Bolivia*, **1 (1)**: 159-170.
- VISCARRA G. (1986). Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontañosa andina. Parte central de la cuenca Cangallí: Región de Tipuani-Mariapo. *Tesis UMSA*, 68 p.
- WAGNER G.A., STORZER D. & KELLER J. (1976). Fission track dating of Quaternary volcanic glasses from the Mediterranean. *N. Jb. Miner. Mhe*, **2**: 84-94.
- WEDEKING K.W. & HAYES J.M. (1983). Exchange of oxygen isotopes between water and organic material. *Isotope Geoscience*, **1**: 357-370.
- WILSON R.L., DAGLEY P. & MC CORMACK A.B. (1972). Paleomagnetic evidence about the source of the geomagnetic field. *Geophys. J. Roy Astr. Soc., Oxford, R.U.*, **28**: 213.
- WIRRMANN D. & MOURGUIART Ph. (1987). Oscillations et paleosalinité des lacs du quaternaire récent en Bolivie. *Géodynamique*, **2 (2)**: 3-8.
- WIRRMANN D. & OLIVEIRA ALMEIDA L.F. (1986). Low holocene level (7700 to 3650 years BP) of lake Titicaca (Bolivia, South America). *Paleogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, .
- WIRRMANN D. (1983). Campagne de carottage en Bolivie avec le carottier Mackereth. *Rapport interne ORSTOM*, non publié.

- WIRRMANN D. (1987). El lago Titicaca. Sedimentología y paleohidrología durante el Holoceno (10 000 años BP-Actual). *ORSTOM en Bolivie*, **Inf. 6**: 61
- WRIGHT H.E. (1984). Late glacial and late Holocene moraines in the cerros Cuchpanga, Central Peru. *Quaternary Research*, **21**: 275-285.
- YBERT J.P. (1981a). Contribución al estudio del Cuaternario del Altiplano boliviano. Análisis palinológico del corte holoceno del río Chiarjahuira. *Anais II Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Porto Alegre.
- YBERT J.P. (1981b). Analyse palynologique de la coupe holocène du rio Chiarjahuira sur l'Altiplano bolivien. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, **XII (2)**: 125-133.
- YBERT J.P. (1984). Diagramme sporopollinique de la coupe holocène du rio Chuquiaguillo sur l'Altiplano bolivien. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **XIV (1)**: 29-34.
- ZURITA, A., MIÑO BORLENI, A., CARLINI, A., IRIONDO, M. y ALCARAZ, M. 2008 – Paleontología del Chaco Oriental. Una nueva localidad con mamíferos fósiles pleistocenos en la provincia de Formosa, Argentina: Sistemática y paleobiogeografía.- En preparación.